24

Sedimentos marinos y fondos oceánicos

¿Aprender el secreto del mar? Sólo aquellos que desafían sus peligros comprenden su misterio.

La vida como constructora de rocas

En capítulos anteriores ya se ha aludido a muchos aspectos de la acción geológica que realizan los seres vivos. Entre ellos está el desarrollo y protección de los suelos, la fijación de dunas de arena y la diferenciación de agua y anhídrido carbónico en los combustibles que quemamos y el oxígeno que respiramos. Y además de las vastas acumulaciones de turba y carbón, hay depósitos inmensamente mayores que están compuestos principalmente de conchas u otras estructuras protectoras y de soporte de lo que un día fueron seres vivos. La mayoría de estas partes duras están formadas esencialmente de carbonato cálcico extraído del mar: *a*) por animales tales como moluscos, erizos de mar, corales y los diminutos foraminíferos unicelulares (fig. 24.7), y *b*) por plantas, de las cuales las algas marinas son las principales. Después de su muerte, las partes duras, si no son dispersadas entre una superabundancia de limo o fango, se acumulan en depósitos de conchas (figura 3.6), arrecifes coralinos, arrecifes de algas (figs. 24.1 y 24.2), barros de gran profundidad y similares; todos ellos constituyen materias primas de calizas en formación. Otros organismos, tales como las anodontas (o almejas de agua dulce) y los caracoles y las algas verdes aportan material calcáreo a los depósitos que se forman en lagos y lagunas de agua dulce. Ya se ha mencionado la precipitación bioquímica de carbonato cálcico en forma de aragonito por los productos amoniacales de actividades bacterianas.

La sílice es extraída del agua del mar por minúsculas plantas (diatomeas, fig. 24.8) y animales (radiolarios, fig. 24.10) unicelulares, ya que ambos grupos de organismos se encierran en caparazones microscópicos de ópalo. Los depósitos silíceos en los que predomina uno u otro de estos tipos constituyen dos grupos importantes de barros oceánicos de gran profundidad. Los depósitos silíceos formados por diatomeas de agua dulce, que abundan en los lagos de regiones recientemente afectadas por glaciación, se denominan *tierras de diatomeas*. En muchos de estos lagos la precipitación de la limonita se produce por la acción de microorganismos fijadores de hierro; son variedades de bacterias y algas que recubren sus células con filamentos ferruginosos. Como los organismos fijadores de hierro y los fijadores de sílice tienden a multiplicarse en diferentes estaciones del año y a sufrir explosiones fenomenales de fertilidad en determinados años, resulta que algunos de los depósitos están constituidos por una alternancia de bandas muy finas de mineral de hierro y sílice.

En el fondo del mar se han encontrado alternancias similares. En un estimulante estudio de minerales de hierro, H. G. Backlund ha sugerido que la deposición bioquímica observada de limonita y sílice puede ser la clave hacia la comprensión de algunas de las rocas precámbricas más enigmáticas (fig. 24.3). En cada continente estas rocas tan viejas, en general metamorfizadas y cristalinas, incluyen lo que se ha descrito con los diversos nombres de cuarcitas hematíticas, formaciones ferruginosas bandeadas, jaspes bandeados

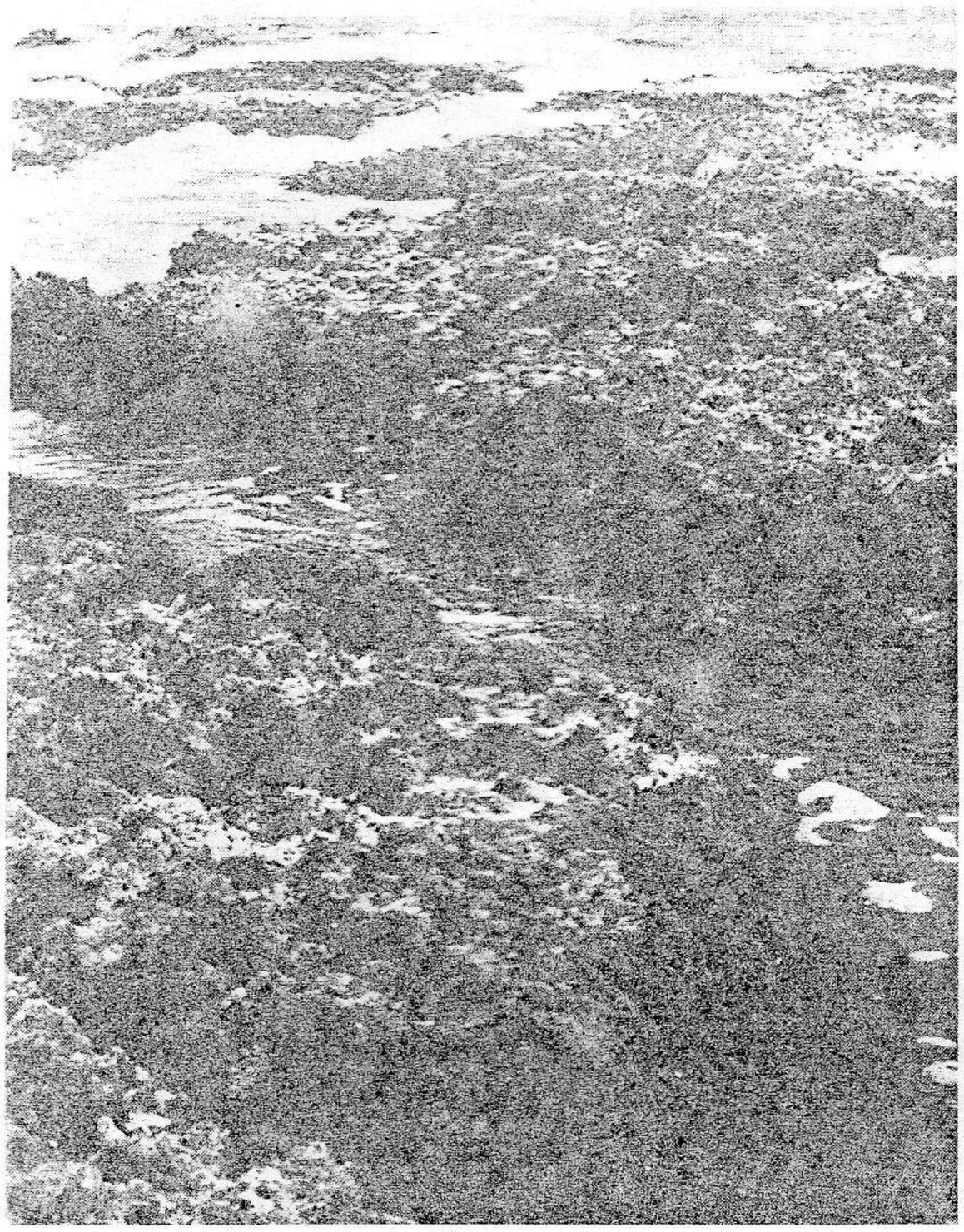


Figura 24.1. Costras de algas coralinas que quedan al descubierto en las raras mareas muy bajas a lo largo de canales abiertos del lado de barlovento en el atolón de Bikini, cerca de la isla Bikini, al noroeste de las islas Marshall *(H. S. Ladd y J. L. Tracey, Marina de los Estados Unidos de América).*

o calico-rocas. Todas ellas tienen bandas de minerales de hierro que alternan con bandas de cuarcita o jaspe (el jaspe es una roca cuarcífera compacta moteada de inclusiones ferruginosas que le dan una variedad de colores brillantes, con frecuencia rojo ladrillo o amarillo, y a veces verde). En algunos casos, la hematita se ha transformado en magnetita y se pueden ver bandas negras (magnetita) y blancas (cuarzo), o negras y rojas (jaspe) o de los tres colores, o más.

Apoya mucho esta idea el descubrimiento hecho por los biólogos de Harvard de estructuras que se pueden identificar como las esporas y filamentos de hongos y algas primitivos, todos fosilizados, que todavía se conservan en los viejos minerales de hierro bandeados de Ontario y Minnesota. Se sabe que estas rocas son más antiguas que los granitos datados como de hace 1800 millones de años. En Rodesia se han detectado antecesores aún más antiguos de algas formadoras de arrecifes. Ahora se ha establecido sin dudas que en la tierra han estado desarrollándose algas durante por lo menos 3000 millones de años. La vida debe haber existido desde mucho antes para que se haya producido una evolución hasta las algas, y como la edad de nuestro planeta es de unos 4600 millones de años evidentemente no se plantean problemas de falta de tiempo. Es probable que la vida empezara su desarrollo en nuestro planeta en un estadio muy inicial de la larga historia de la tierra. Aunque estamos todavía muy lejos de saber cómo empezó la vida, podemos ciertamente suponer una antigüedad mucho mayor que la de cualquiera de las rocas sobre las que vivimos.

Los fosfatos son de gran valor debido a su vital importancia como abonos y debido a que los

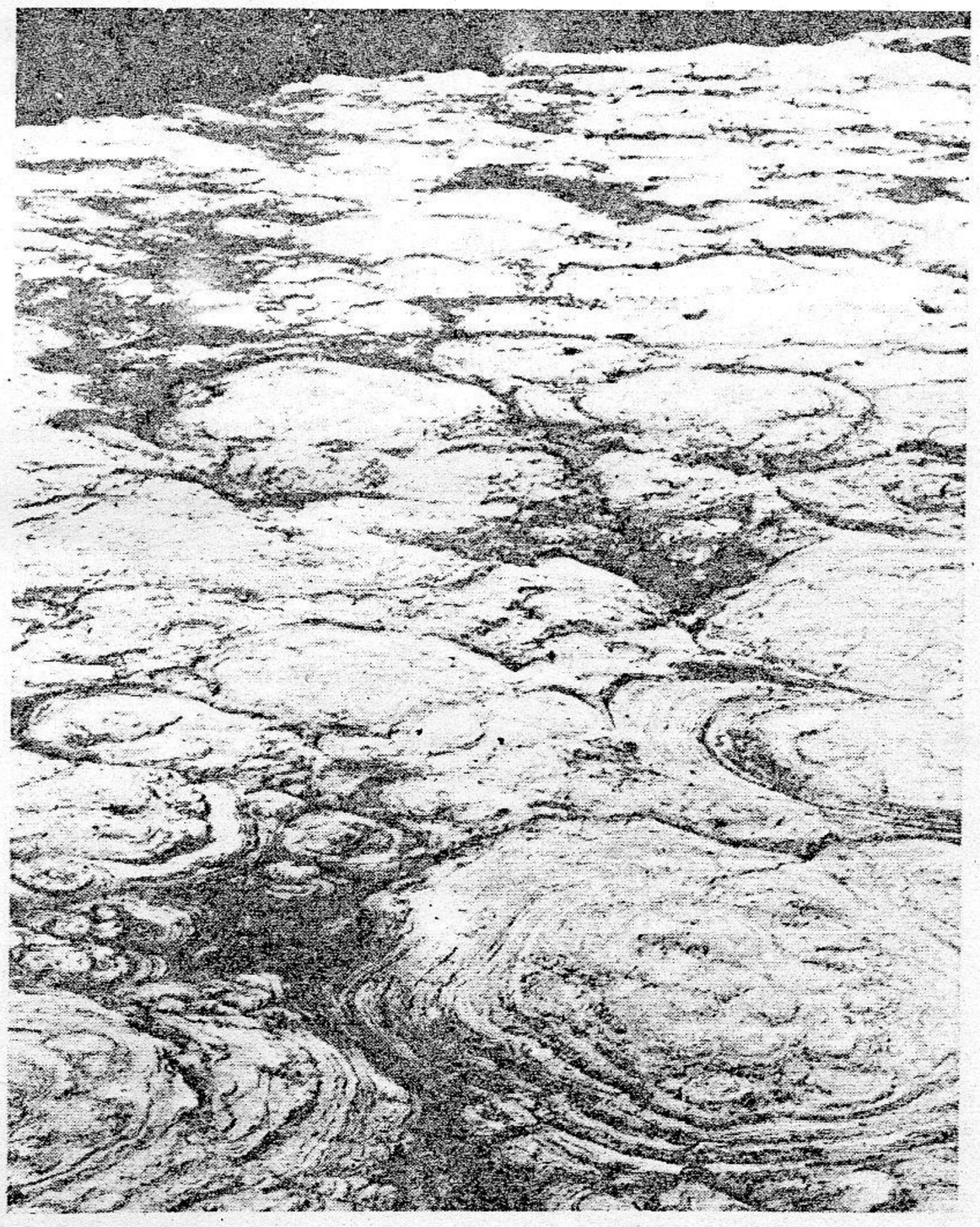


Figura 24.2. Arrecife de algas *(Cryptozoon)* de fines del Cámbrico en los «Jardines Marinos Petrificados» (Petrified Sea Gardens), a unos 5 km al oeste de Saratoga Springs, Nueva York *(Servicio Científico y Museo del Estado de Nueva York, Albany, N. Y.).*

Figura 24.3. Sección pulida que muestra bandas plegadas de cuarzo (en negro) y hematita (en gris) en una mena de hierro bandeada precámbrica de Norberg, Bergslagen, Suecia central. × 1,4 *(N. Hjort).*

depósitos de explotación rentable son mucho menos abundantes de lo que sería de desear. La mayoría de ellos se han producido directa o indirectamente a causa de actividades orgánicas. El fosfato cálcico está especialmente concentrado en los huesos, dientes y excrementos de los vertebrados, en especial de los peces. Un gran número de estos últimos mueren a veces simultáneamente por el fenomenal desarrollo de poblaciones de flagelados responsables de «mareas rojas», que provoca una mortandad catastrófica de casi todas las formas de vida costera, o por el choque de vibraciones sísmicas de extraordinaria intensidad. En estas circunstancias, los restos se acumulan en el fondo del mar formando *capas de huesos.* De no ser así, los peces suelen ser destruidos tan rápidamente por otros organismos que los huesos de peces suelen ser muy raros como fósiles marinos.

Otra importante reserva de fosfatos proviene de la acumulación de excrementos de innumerables generaciones de aves ictiófagas en costas e islas rocosas (fig. 24.4). La materia inorgánica del depósito no alterado es una mezcla de fosfatos, nitratos y otros componentes de calcio y amoníaco. Los climas cálidos con lluvia intermitente favorecen la eliminación de los constituyentes solubles y de los productos resultantes de reacciones, y eventualmente puede llegar a formarse una cos-

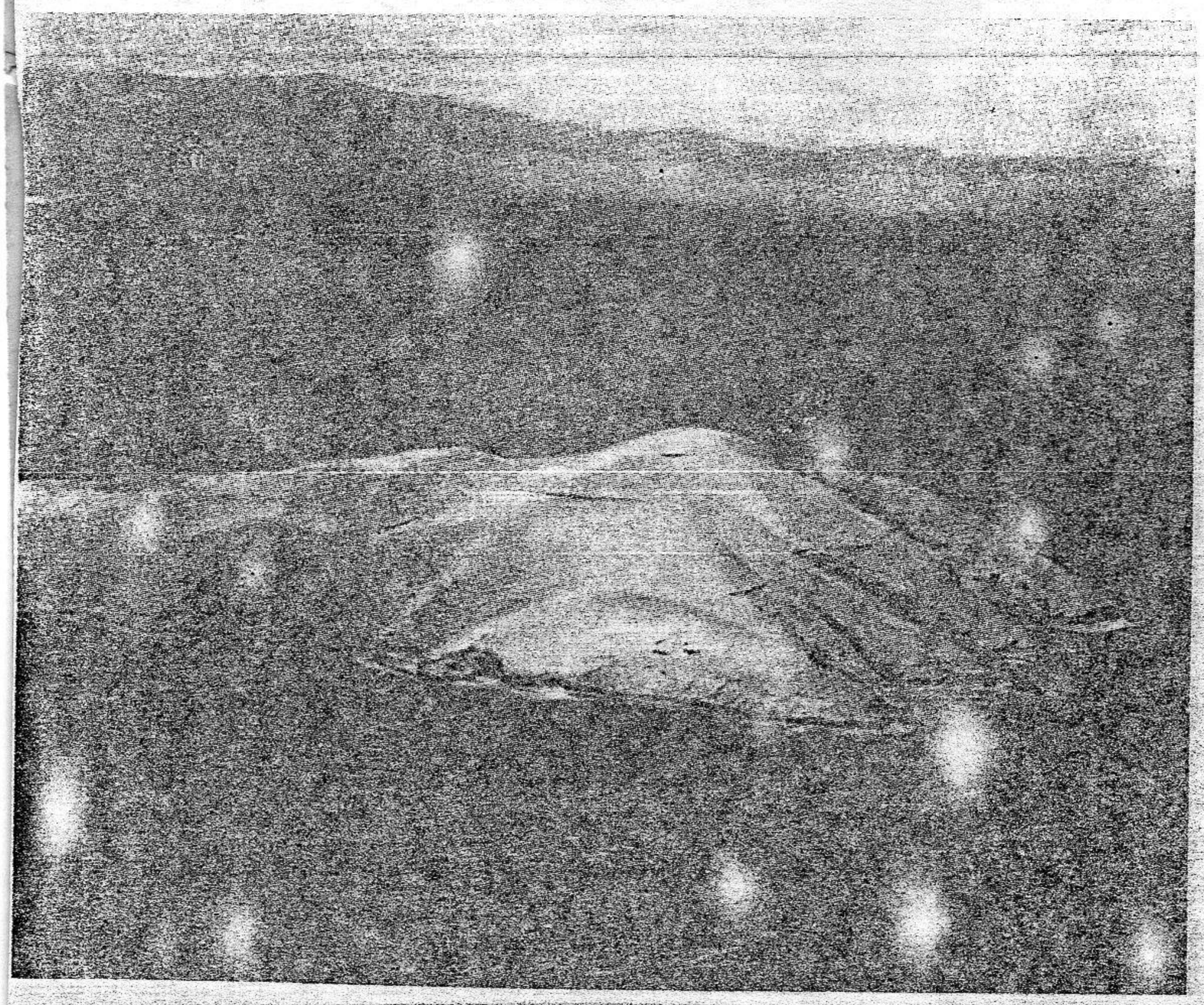


Figura 24.4. Isla Asia, frente a la costa del Perú, con una gruesa cubierta de guano, pero ahora casi abandonada por las aves *(G. R. Johnson, Sociedad Geográfica Americana).*

tra residual de *guano*. En algunas localidades había costras de recubrimiento que originariamente tenían hasta 30 m de espesor. Pero la mayoría de los depósitos más gruesos, y por tanto más valiosos, ya se han explotado y agotado y queda muy poco. Geológicamente es interesante destacar que allí donde la eliminación del guano ha permitido dejar al descubierto las rocas subyacentes —en general volcánicas— se ha visto que éstas habían sido sustituidas metasomáticamente por fosfato.

Fondos marinos y oceánicos

Es importante no confundirse con las suaves curvas de la figura 24.5, la cual es sólo un diagrama para ilustrar la nomenclatura usada en la descripción de los ambientes marinos. Los resultados de la exploración acústica (ecosondeos) y magnética, la extracción de testigos, los descensos en batiscafo y una gran diversidad de técnicos geofísicos prácticamente han subvertido todas las hipótesis basadas en el escaso conocimiento que se tenía hace no mucho más de una generación. Ya hacía mucho que se sabía de la existencia de algunos valles submarinos que surcan el talud de los márgenes continentales, pero el ecosondeo ha puesto de manifiesto la presencia de gran número de profundos cañones submarinos con sus sistemas tributarios. Islas oceánicas —principalmente picos volcánicos y atolones coralinos— que se elevan desde grandes profundidades, un día se consideraron como rodeados de llanuras de enorme extensión y casi sin relieve. Ahora se sabe que estas regiones de los fondos oceánicos están atravesadas por grandes cordilleras submarinas constituidas de basalto que circundan la tierra y que se conocen como dorsales mesooceánicas (fig. 2.6). Los fondos occánicos se caracterizan por su gran número de picos aislados, conos volcánicos y sus vestigios, que suelen presentarse en hileras o enjambres (fig. 26.10). Algunos de los picos más altos sobresalen del nivel del mar y forman islas, pero la inmensa mayoría no llegan a la superficie. Éstos se denominan *montes submarinos (seamounts)* y si tienen una cumbre plana, como los conos truncados, se llaman *montes tabulares (tablemounts)* o *guyots* (fig. 24.30). La existencia de fosas oceánicas profundas como las que bordean la guirnalda pacífica de arcos de islas (fig. 2.7) ya se conocían desde la primera expedición del *Challenger* de 1872-6, pero su significado siguió siendo un misterio hasta la década de 1960-1970 (páginas 666-70). A consecuencia de numerosas investigaciones geofísicas se ha llegado a conocer muchos detalles de su topografía. Su perfil transversal tiene una marcada forma de V, a veces no contienen relleno sedimentario, la profundidad de muchas de ellas sobrepasa los 8000 m y algunas tienen una longitud de más de 3000 km. Algunas fosas contienen sedimentos de origen continental y entonces sus fondos son planos y de hasta 8 km de anchura. La exploración por ecosonda ha revelado que los sedimentos de relleno pueden estar bien estratificados y no perturbados (fig. 24.6). Se han descubierto innumerables fallas, caracterizadas por terremotos, que interceptan y aparentemente dislocan o desencajan las dorsales mesoceánicas (fig. 27.16). Ya no se sigue considerando el fondo oceánico como un rasgo estático de la tierra; formado nuevo en las dorsales mesoceánicas, se va desplazando a cada lado y desaparece hacia el manto en las profundas fosas oceánicas (págs. 27 y 669, fig. 2.16).

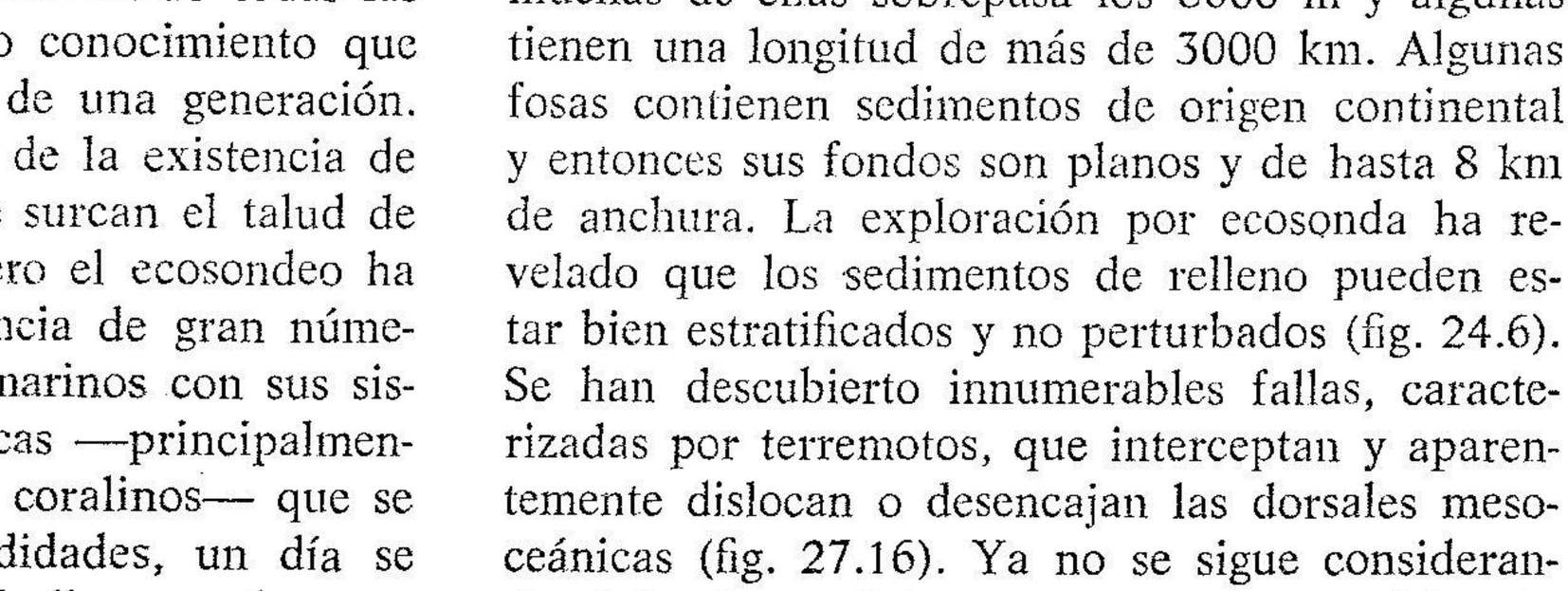


Figura 24.5. Corte esquemático que muestra las principales zonas de sedimentación marina.

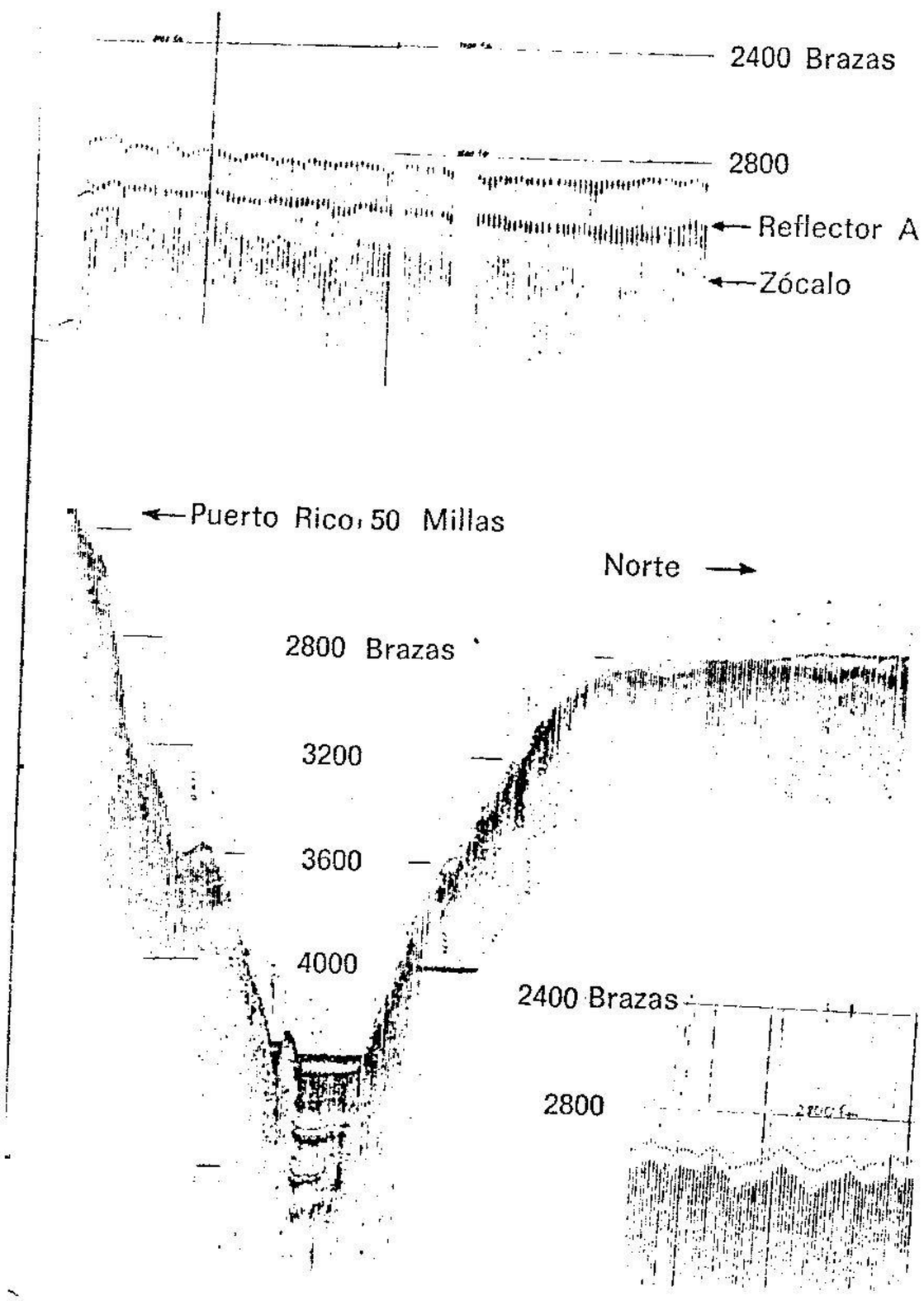


Figura 24.6. Perfiles de reflexión sísmica; registros de ecosonda (*M. Ewing y J. Ewing,* 1964).
Arriba, perfil del sudoeste de Bermuda, en el borde de la llanura abisal de Hatteras, que ilustra la estratificación horizontal característica de las cuencas oceánicas. Se ha encontrado que el estrato marcado «reflector A» está extendido por todo el Atlántico, tanto norte como sur.
En medio, izquierda, perfil del extremo occidental de la fosa de Puerto Rico, Antillas Mayores, que muestra 2 km de sedimento horizontal bien estratificado. El espesor promedio de los sedimentos en toda la fosa es menor de 1 km.
Abajo, derecha, perfil que ilustra una capa uniforme homogénea de sedimentos, probablemente pelíticos, sobre un basamento irregular. Esta relación entre sedimentos y basalto subyacente es característica de las zonas de la dorsal mesoatlántica donde el relieve no es muy acentuado (Para las zonas de mucho relieve véase la fig. 26.5).

La transición de la llanura abisal al continente —a excepción de las regiones en las que se interrumpe por las fosas mencionadas— se conoce como el *margen continental.* Suele dividirse en tres partes:

a) la elevación continental, que une las cuencas oceánicas con

b) el talud continental, que localmente puede tener mucha pendiente y compartir algunos de los rasgos de un escarpe; se continúa hasta el borde de

c) la plataforma continental, que se extiende hacia la costa con una pendiente mucho más suave. La profundidad del borde externo de la plataforma tradicionalmente se recuerda como de más o menos 100 brazas o 180 metros. Pero en realidad varía mucho de un lugar a otro, lo mismo que la anchura de la plataforma. En promedio, el cambio de pendiente que marca el tránsito de la plataforma al talud se produce a unas 70 brazas o 130 metros.

Depósitos marinos

Según su situación en el fondo del mar o del océano, los depósitos marinos que se forman actualmente se clasifican en:

Depósitos litorales, que se forman entre los niveles extremos de pleamar y bajamar: incluyen playas y otros depósitos de bahía.

Depósitos de agua somera, sedimentados en la plataforma continental y a profundidades similares en los flancos de islas oceánicas. Actualmente muchos geólogos marinos los llaman depósitos *neríticos,* aunque el término «nerítico» originariamente se aplicó sólo a depósitos de plataforma de origen orgánico, tales como capas de conchas o arrecifes coralinos. Nereus, hijo de Oceanus, fue uno de los dioses marinos menores de los antiguos griegos; su dominio era el de los mares poco profundos. En este sentido se podría aplicar el calificativo «nerítico» a los depósitos de aguas someras de cualquier tipo. Pero el término *nerita* procede de la palabra latina que designaba un caracol marino, y esta derivación secundaria sugirió la restricción del término a los depósitos orgánicos. La confusión se puede evitar fácilmente refiriéndose a estos últimos como «neríticos orgánicos» dondequiera que pueda plantearse la ambigüedad.

Más allá del borde de la plataforma continental se encuentran los fangos y barros designados colectivamente como *depósitos de profundidad (deep-sea deposits).* Los fangos, etc., de gran par-

te del talud continental, y de ambientes similares que rodean islas oceánicas, pertenecen a la *zona batial*. Según las corrientes y las temperaturas, la profundidad hasta la cual se extiende la zona batial varía considerablemente de un lugar a otro y en números redondos se puede hablar de 4000 metros o 2000 brazas. A mayores profundidades se sitúa la *zona abisal*. Sus depósitos característicos son las arcillas o lutitas rojas y la mayor parte de los barros de profundidad. Debido a la exploración de las profundas fosas oceánicas mediante fotografías y descensos en batiscafo, en sus fondos se han descubierto formas insospechadas de organismos vivos, y se ha hecho necesario distinguir un ambiente marino todavía más profundo. Para él se ha propuesto el nombre de *zona hadal* (de Hades). Provisionalmente, se considera que empieza a profundidades de unos 500 m o 3500 brazas.

Según la procedencia de los materiales dominantes, se distinguen tres grupos principales de depósitos marinos:

a) *Terrígenos:* derivados de tierra por transporte fluvial, glacial, eólico y por erosión costera (nótese que los depósitos *sobre* tierra se distinguen como «terrestres»).

b) *Químicos y bioquímicos:* derivados total o parcialmente del agua oceánica, con o sin la cooperación de organismos.

c) *Orgánicos:* que comprenden acumulaciones de conchas silíceas y calcáreas y de otros restos de organismos marinos.

Naturalmente, los depósitos terrígenos presentan su máximo volumen alrededor de los continentes y en especial frente a las desembocaduras de grandes ríos. El sedimento que es arrastrado plácidamente más allá del borde de la plataforma continental o que es transportado más enérgicamente por corrientes de turbidez, se deposita y queda en reposo en los taludes y llanuras que están más allá, o en los cañones submarinos que diversifican estas regiones. No debe olvidarse que durante los estadios pleistocénicos de nivel del mar bajo se depositó arena y grava en las partes más externas y profundas de las plataformas continentales —donde entonces se situaban las líneas de costa—. El descubrimiento de sedimentos gruesos en zonas de la plataforma muy alejadas de la costa pareció anómalo hasta que se comprobó que cuando se estaban depositando la profundidad del agua allí era adecuadamente somera. La constatación de que en las partes más profundas de las plataformas se pueden encontrar sedimentos gruesos y minerales pesados ha llevado a descubrimientos de gran valor económico. Gravas que contienen concentrados de casiterita (mena de estaño, SnO_2) se han estado dragando del fondo del mar de Java entre Borneo y Java (cf. figura 23.56), y frente a la costa desértica de Namibia (Sudoeste de África) se han hecho ricos hallazgos de diamantes (1961). A lo largo de unos 80 km al norte de la desembocadura del río Orange, las gravas que están bajo las dunas de arena constituyen la que actualmente es la más prolífica fuente de diamantes de calidad de piedra preciosa (una gema modesta por cada 10-20 toneladas de grava). Los campos diamantíferos recientemente hallados en el fondo del mar son las playas de hace varios miles de años, cuando el nivel del mar estaba unos 18 m más bajo que actualmente. El succionado de gravas diamantíferas con un equipo que parece un aspirador gigantesco ya ha empezado a escala comercial y se está haciendo la prospección de zonas más profundas tanto en esta región como frente a las costas de otros países productores de diamantes (como Sierra Leona).

Los únicos aportes realmente *continuos* de detritos terrestres que llegan a los fondos oceánicos abisales proceden del polvo del aire y, en latitudes altas, de los icebergs que se funden. Los aportes normales son tan escasos que la tasa de acumulación es sumamente lenta. Pero hay aportes *discontinuos* de sedimentos típicamente terrígenos llevados por los desplomes y las corrientes de turbidez. En muchos de los testigos de los fondos oceánicos se ha encontrado que hay una alternancia de depósitos de agua somera con barros pelágicos y arcilla roja. Al principio de hacerse este inesperado descubrimiento algunos interpretaron que esto significaba que algunas partes del fondo oceánico debían haber estado sujetas a una sucesión de levantamientos súbitos pero temporales, que en algunos puntos debían ser de hasta 3000 m o aún más. Pero la mayoría de los geólogos dudaron en aceptar la posibilidad de tales cambios violentos. La hipótesis se hizo insostenible cuando las dataciones por medio del radiocarbono revelaron que había habido muchas de estas alteraciones durante los últimos pocos miles de años.

Clases dominantes de material / *Zonas de deposición*	Depósitos terrígenos	Químicos (antígenos) y Precipitados bioquímicos	Depósitos orgánicos: Neríticos (principalmente *Bentos*)	Depósitos orgánicos: Pelágicos (principalmente *Plancton*)
Zona litoral y zona de agua somera o nerítica	Cascajo Grava Arena Fango	Arenas oolíticas Fangos calcáreos Evaporitas Materiales cementantes	Gravas conchíferas y Arenas conchíferas Arrecifes coralinos y Arenas coralinas	(raros: en general enmascarados o diluidos por los demás materiales)
	(8 %)			
Zona batial	Fangos y arena de profundidad (15 %) Fangos verdes, negros y azules Fangos volcánicos Depósitos de corrientes de turbidez	(con proporciones variadas de restos de plancton) Glauconita, pirita, etc. Materiales cementantes	Fangos coralinos	Barros de profund. (47 %) Barros de pterópodos Barros de globigerinas Barros de diatomeas Barros de radiolarios
Zona abisal	Arcilla roja (30 %) Principalmente terrígenos	Nódulos de manganeso	(raros)	(variable)

Las cifras entre paréntesis representan la extensión aproximada cubierta por los diversos grupos de depósitos, expresada en porcentajes, de área total del fondo oceánico.

La explicación rival de que las corrientes de turbidez eran las responsables gradualmente ha ido ganando aceptación generalizada. Se volverá a tratar de este importante tema en la página 613.

Organismos marinos

Los organismos marinos que contribuyen de forma más notoria a los sedimentos de las zonas litoral y de aguas someras pertenecen a un grupo denominado colectivamente *Bentos* (habitantes del fondo). Incluye algas marinas, moluscos, erizos de mar, corales y otras formas que habitan en el fondo marino. Muchos de ellos están firmemente fijados en el fondo. En situaciones favorables se acumulan depósitos de conchas o de sus fragmentos concentrados por las olas, y en otras partes restos similares están dispersados como fósiles entre los depósitos terrígenos. El fondo del mar del Norte está cubierto principalmente de material terrígeno, pero entre Kent y los Países Bajos hay manchones de muchos kilómetros cuadrados constituidos casi totalmente de conchas grandes. Ya se han mencionado las arenas conchíferas de algunas de las playas de Cornualles (pág. 534). Frente a costas calcáreas y en otras situaciones en las que los restos orgánicos no quedan diluidos entre

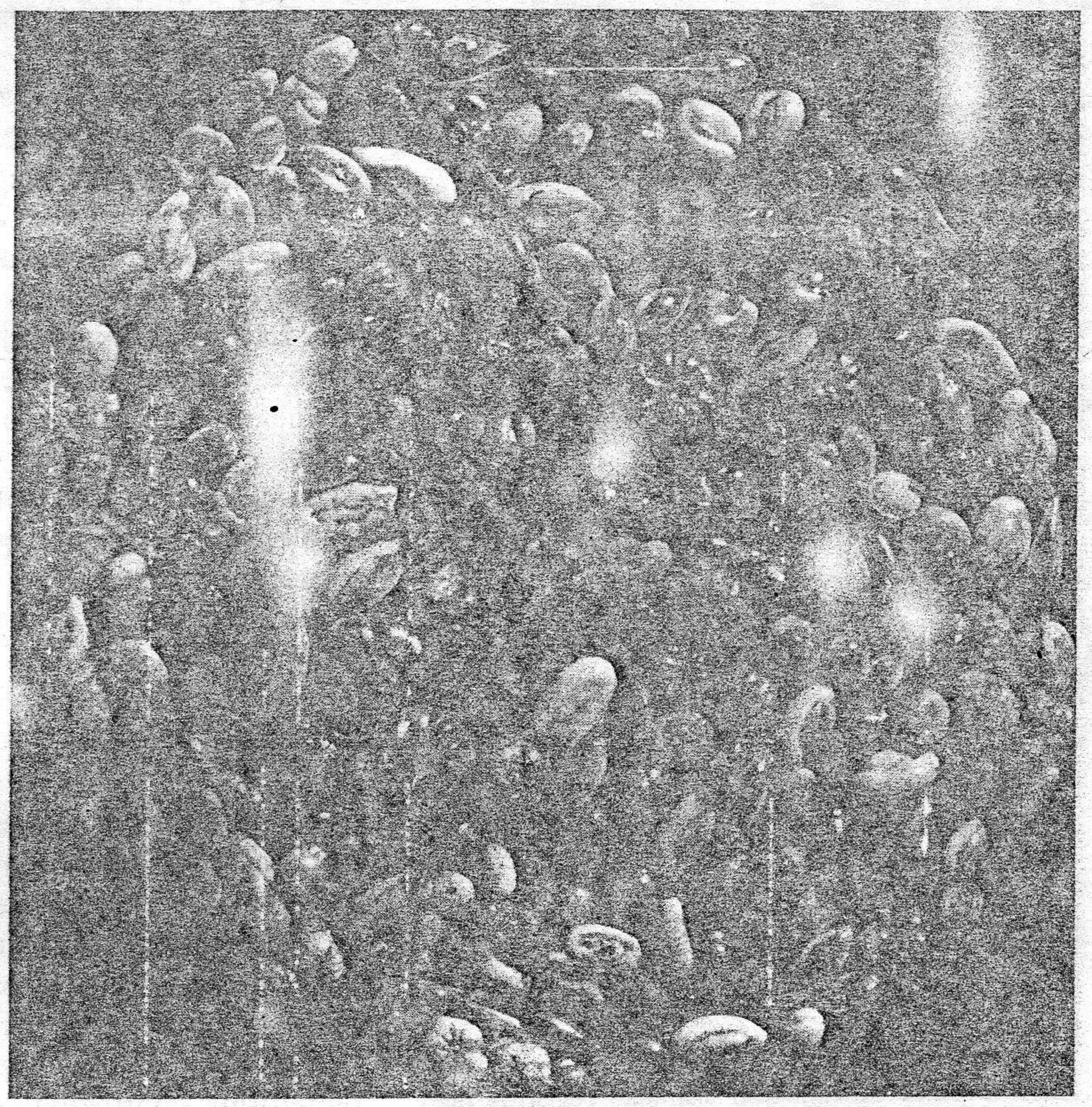


Figura 24.7. Conjunto de foraminíferos bentónicos de agua somera entresacados y montados como representativos × 35 *(Gentileza de la Administración del Museo Británico de Historia Natural).*

la arena y el fango hay acumulaciones mucho más extensas. Los arrecifes y atolones construidos por corales y sus asociados ilustran la construcción de calizas a una escala particularmente espectacular.

Los barros orgánicos y las arcillas rojas de la zona abisal se distinguen como depósitos *pelágicos* (del griego, *pelagos,* alta mar). Los barros están compuestos principalmente de restos de organismos marinos que pertenecen al grupo denominado *Plancton* (errantes). Este grupo incluye organismos marinos unicelulares —plantas (diatomeas) y animales (foraminíferos y radiolarios)—; ciertos moluscos flotantes llamados «mariposas marinas» o pterópodos; la mayoría de los huevos y larvas del bentos y de otros organismos marinos; y todas las demás formas que, a diferencia de los peces, no tienen medios propios de locomoción. Los pterópodos son arrastrados en superficie por el viento, pero los demás, casi todos de tamaño microscópico, permanecen pasivamente en suspensión en el agua.

Las diatomeas, como plantas que son, no pueden vivir a una profundidad que sea mayor que la de la penetración efectiva de la luz solar, que en alta mar es como máximo de unos 100 m. Aunque individualmente son invisibles a simple vista, las diatomeas están presentes en cantidades tan prodigiosas que convierten las aguas marinas en las que viven en una especie de sopa vegetal diluida. Ellas constituyen la principal fuente alimenticia del resto del plancton, por lo cual el hábitat de éste está análogamente más o menos confinado a la zona iluminada o *zona fótica.* Gran parte de la sílice así devorada vuelve a entrar en circulación al redisolverse. El barro de diatomeas (fig. 24.8) está, por esta causa, restringido a las regiones frías donde no se desarrollan otras formas de plancton. No obstante hay algunas excepciones, de las cuales el golfo de California —una auténtica trampa de sílice— es un ejemplo bien conocido. El río Colorado y también corrientes de fondo de agua oceánica procedente del Pacífico llevan en disolución hacia el golfo grandes

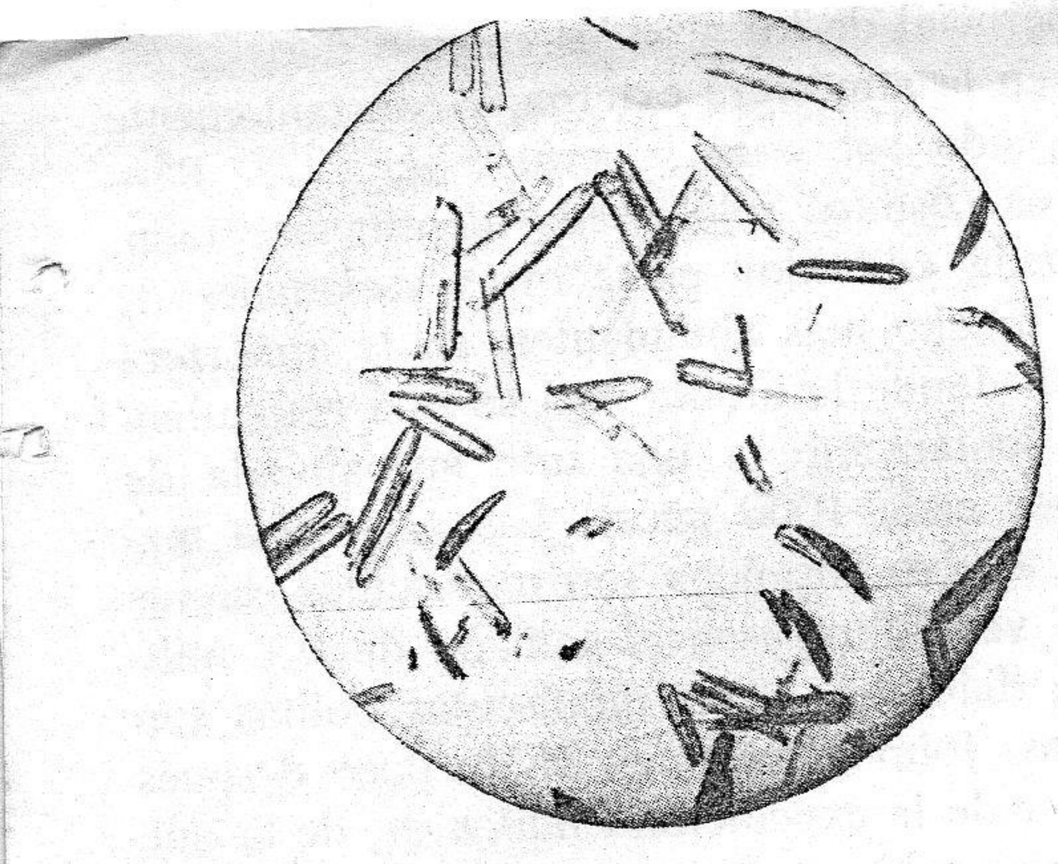


Figura 24.8. Frústulas de diatomeas de sílice opalina. × 125 *(Jean Tarrant).*

cantidades de sílice. De esta sílice sólo se pierde una proporción pequeña; esto se debe a que la corriente superficial de agua cálida que sale hacia el Pacífico contiene mucha menos sílice que el agua marina promedio, mientras que la enorme cantidad de agua eliminada del golfo por evaporación no contiene nada de sílice. La mayor parte de la deposición de sílice se concentra en la parte norte del golfo, principalmente a consecuencia de la reproducción «explosiva» de diatomeas que se produce en determinadas fechas y estaciones.

Desde las prolíficas aguas superficiales en las que penetra la luz solar (la *zona fótica*) el fondo del mar recibe una «lluvia» lenta pero persistente de conchas del plancton que se han librado de la destrucción. En la zona de agua somera, las minúsculas células generalmente quedan ocultas o «diluidas» entre la desbordante abundancia de materiales terrígenos y restos de bentos. En la zona batial, donde el aporte de sedimento terrígeno es menos abrumador y las formas bentónicas empiezan a escasear, destacan mucho más y se pueden reconocer fácilmente en los fangos azules y verdes, ambas variedades característicamente calcáreas. Pero en la zona abisal las conchas del plancton se acumulan sobre grandes extensiones sin apenas contaminarse con materiales de otras procedencias, y forman los barros de profundidad que, junto con la arcilla roja, constituyen los depósitos pelágicos.

Peces, ballenas y otros animales marinos que se desplazan activamente en busca de alimento se agrupan como *Necton* (nadadores). Éstos contribuyen a todos los depósitos marinos a una escala limitada y los restos concentrados, como las capas de huesos ya mencionadas como fuentes de fosfatos, son muy raros.

La tabla de la página 604 resume los tipos principales de depósitos que se forman actualmente en el fondo de mares y océanos.

Depósitos pelágicos

Hasta hace un siglo no se sabía nada de los depósitos de profundidad. El barro de globigerina, extraído por uno de los buques de tendido de cable en 1852, fue lo primero que se descubrió. La famosa Expedición *Challenger* de los años 1872-1876 llevó a cabo una exploración sistemática del fondo oceánico. Las miles de muestras que entonces se sacaron se describen en uno de los cincuenta voluminosos tomos en los que se registran los resultados científicos de tan gran empresa. Desde entonces, se avanzó relativamente poco hasta que el ecosondeo y el muestreo a base de testigos iniciaron los avances aceleradores de los últimos cuarenta años.

La composición y distribución de los barros de profundidades dependen de la temperatura de la zona fótica y de la profundidad y circulación de las aguas oceánicas. Es conveniente empezar con la principal fuente de alimento: las diatomeas. Aunque se desarrollan bien dondequiera que haya luz solar y agua, las diatomeas hacen sus mayores aportaciones a los barros allí donde las condiciones son menos favorables para los organismos que se alimentan de ellas, como en las regiones frías que circundan la Antártida y en el norte del Pacífico. Minúsculas conchas en forma de caja y otras de diseño más complicado se acumulan allí en forma de *barros de diatomeas*. Los depósitos suelen contener los restos de determinadas especies de foraminíferos que están adaptadas para vivir en agua fría. La contaminación con materia mineral es corriente, pero mientras en el Pacífico norte, entre Japón y Alaska, la mayor parte de ella son ingredientes de la arcilla roja, en los alrededores de la Antártida procede del hielo flotante y es relativamente más abundante.

Los radiolarios se desarrollan mejor en aguas cálidas tropicales. El *barro de radiolarios* en esencia es una variedad de arcilla roja especialmente

rica en restos de radiolarios, que además contiene una cierta proporción de diatomeas y espículas de esponjas. Se distribuye principalmente a lo largo de una franja orientada este-oeste dispuesta entre América Central y la isla de Christmas en el Pacífico, y también en dos pequeñas manchas subecuatoriales en el Pacífico y el Índico (fig. 24.9). Éstas son las regiones donde las corrientes ecuatoriales que fluyen hacia el oeste han llegado a ser suficientemente cálidas y donde de los restos calcáreos sólo consigue llegar al fondo una proporción muy escasa. Estos últimos son principalmente foraminíferos, de los cuales los más comunes son las conchas de *Globigerina,* formadas cada una de ellas por varias cámaras globulares (figura 24.10).

Figura 24.9. Radiolarios de barro de radiolarios, Pacífico Norte × 91 *(Gentileza de la Administración del Museo Británico de Historia Natural).*

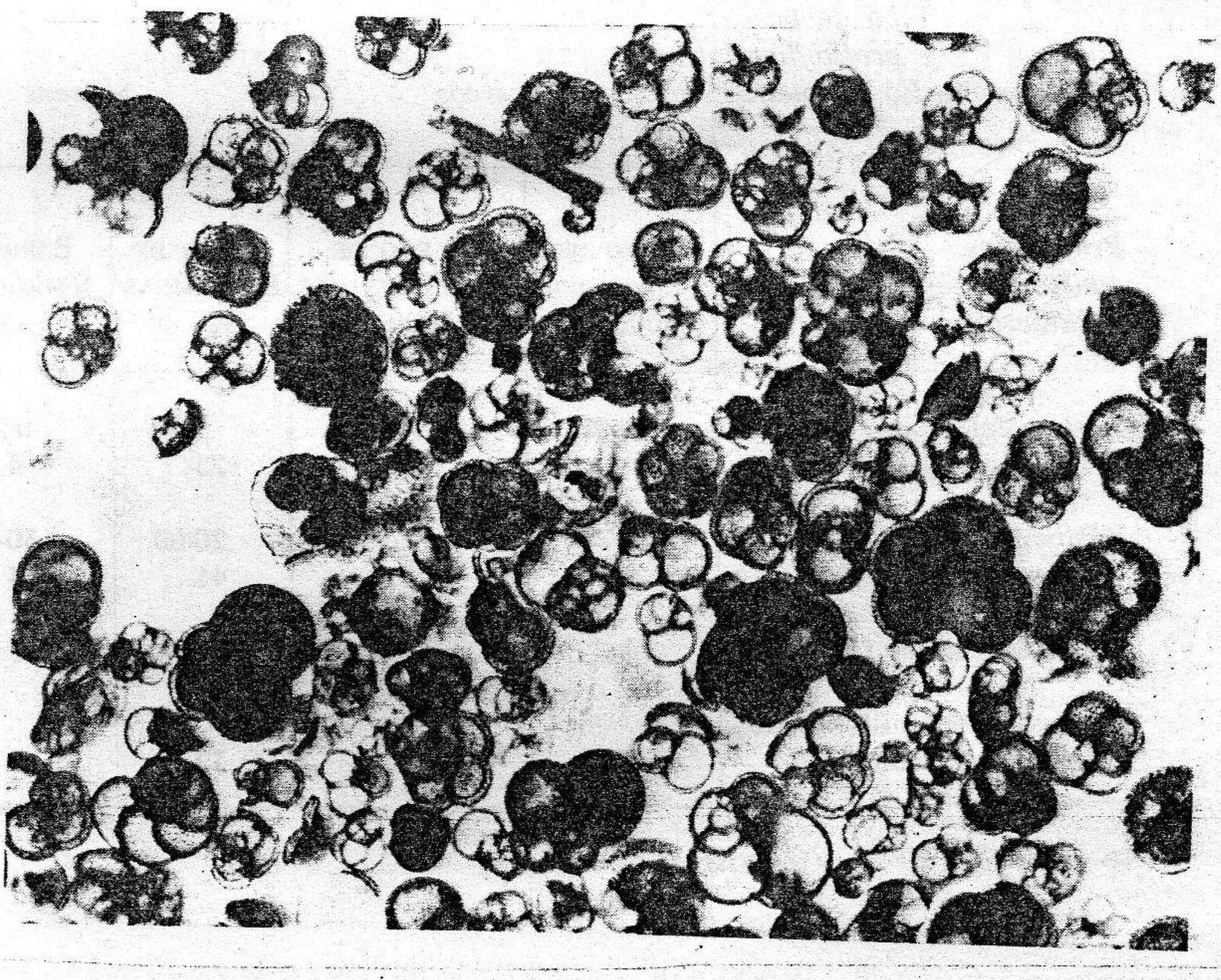


Figura 24.10. Foraminíferos planctónicos de barro de globigerinas, Atlántico Norte. × 78 *(Gentileza de la Administración del Museo Británico de Historia Natural).*

De todas las variedades de barros, el *barro de globigerinas* es sin duda el más difundido, debido a que los foraminíferos abundan en mares de regiones tanto tropicales como templadas; en las aguas muy frías sólo viven unas pocas especies características. El barro de globigerinas es especialmente abundante en el Atlántico, desde las inmediaciones de la isla Bear, al norte, hasta las de Georgia del Sur, al sur. También forman manchas extensas en el Índico occidental y en partes del Pacífico sudoccidental y sudoriental. A profundidades menores, en las prominencias y dorsales submarinas tropicales, localmente son abundantes las conchas de pterópodos,. principalmente a lo largo de la dorsal mesoceánica. Allí donde sus restos predominan, el depósito se denomina *barro de pterópodos*.

En la tabla siguiente se resume la composición general, extensión y profundidad promedio de cada uno de los principales depósitos pelágicos.

Las diminutas conchas calcáreas y opalinas, por ser en su mayor parte sumamente delgadas y de formas delicadamente labradas, al ir cayendo hacia el fondo sucumben fácilmente al ataque por disolución. El poder disolvente del agua marina tiende a aumentar con la profundidad, en parte debido a la presión creciente y en parte debido a que también aumenta la proporción de gases disueltos, en especial del CO_2. Estas condiciones son especialmente favorables para la disolución de restos calcáreos y, por consiguiente, muy pocos restos de ellos llegan a profundidades de, pongamos por caso 5000 m, ni siquiera los de los foraminíferos de concha más gruesa. Los restos silíceos, en promedio, persisten hasta profundidades mayores, tal como lo indica la tabla citada. Pero la historia no se termina con la profundidad y el tiempo que se tarda para alcanzar el fondo. El barro de diatomeas del hemisferio sur se enriquece en sílice porque el agua fría antártica cae al fondo y se expande hacia el norte disolviendo a su paso el material calcáreo, tanto de las conchas que están cayendo, como del depósito ya formado. A medida que el agua de estas corrientes frías se va saturando de CO_3Ca, consigue llegar al fondo un número cada vez mayor de las abundantes conchas de foraminíferos de las aguas superficiales cálidas, siempre que el fondo no sea muy profundo. Aún más al norte, y en realidad dondequiera que se descomponga suficiente cantidad de materia orgánica con la ayuda del oxígeno disuelto en el agua, el CO_2 aumenta, de modo que prácticamente toda la lenta «lluvia» calcárea se disuelve y sólo llegan al fondo los constituyentes de la arcilla roja. Así, hay una gradación lateral de barro de globigerinas a arcilla roja. Por

Tipo de barro y profundidad promedio en metros / *Principales constituyentes y extensión*	*Calcáreos*		*Silíceos*		ARCILLA ROJA 5400 m
	BARRO DE PTERÓPODOS 2000 m	BARRO DE GLOBIGERINAS 3600 m	BARRO DE DIATOMEAS 3900 m	BARRO DE RADIOLARIOS 5300 m	
Restos calcáreos	45-98	30-97	2-36	tr.-20	0-29
Promedio %	74	65	23	4	8
Restos silícicos	tr.-20	tr.-5	20-60	30-80	0-5
Promedio %	2	2	41	54	1
Materia mineral (*Pr. %*)	24	33	36	42	91
Extensión en millones de kilómetros cuadrados	2-3	127	32	6	100

tr. = trazas (0,5 % o menos)

condiciones similares, esta última pasa a barro de radiolarios allí donde la temperatura superficial y la profundidad del agua son apropiadas.

La arcilla roja o lutita

Se sabe que aproximadamente unos 100 millones de kilómetros cuadrados del fondo oceánico se encuentran fuera del alcance de los restos planctónicos, o, mejor dicho a ellos sólo llegan trazas de éstos. Son las regiones tapizadas de *arcilla roja*. Comprenden la mayor parte del Pacífico Norte (excepto la faja de diatomeas del extremo norte y la de radiolarios a lo largo del ecuador), la parte media del Pacífico Sur, la parte oriental del Índico y las cuencas más profundas del Atlántico. Los principales ingredientes de este importante depósito son:

a) minerales arcillosos, procedentes del polvo más fino llevado por el viento y de la alteración de los tres componentes siguientes;

b) cenizas volcánicas llevadas por el viento y fragmentos de pumita que antes de caer pueden haberse desplazado flotando hasta lugares muy distantes de su fuente;

c) materiales volcánicos procedentes de erupciones submarinas;

d) derrubios caídos desde icebergs o troncos flotantes que pueden haber recorrido largas distancias;

e) residuos orgánicos insolubles tales como dientes de tiburón y huesos del oído (otolitos) de las ballenas;

f) polvo de meteoros y meteoritos, y muy raramente fragmentos mayores que han caído del cielo;

g) nódulos de «manganeso», compuestos principalmente de óxidos de manganeso y hierro y más o menos contaminados con arcilla.

Más que roja, la arcilla roja es de color de chocolate. Localmente se encuentran variedades realmente rojas, pero son mucho menos comunes de lo que el nombre original podría sugerir. El color se debe a que los ingredientes tienen una pátina o película de material ferruginoso, que a veces contiene manganeso, que procede principalmente de fuentes volcánicas, incluyendo fumarolas submarinas. El «polvo cósmico» se produce por la fusión de minúsculos meteoritos y de la piel superficial de los grandes cuando éstos se sumergen en la atmósfera externa, y constantemente está cayendo sobre la superficie terrestre. Pero este polvo cósmico sólo puede identificarse bien, y no queda «diluido» entre otras variedades de «polvo» mucho más abundantes, en la atmósfera alta o allí donde la arcilla roja se está acumulando muy lentamente (a una tasa aproximada de 1 mm por cada 1000 años). Las partículas mayores de «polvo cósmico» son minúsculas esferas que rara vez sobrepasan el tamaño de 0,1 milímetro de diámetro. Estas minúsculas bolitas son magnéticas. John Murray, en 1876, poco después de regresar de la expedición *Challenger*, de la que era el responsable, separó una veintena de ellas de una muestra de arcilla roja y las identificó correctamente. Cuando se han encontrado de nuevo en arcilla roja de unos 10 a 15 millones de años en testigos de profundidad, se ha vuelto a despertar el interés por estas esférulas. Se cree cada vez más en el origen meteorítico de las que ya se tenían y de las que se están acumulando actualmente porque contienen proporciones de hierro, níquel, cobalto, cobre, etc., que encajan con las que se encuentran en los meteoritos metálicos. Las proporciones correspondientes que se encuentran en las rocas volcánicas son completamente diferentes.

Los nódulos de manganeso también contienen cantidades notables del mismo curioso conjunto de elementos, aunque debe recordarse que la mayor parte de su hierro y manganeso es de origen volcánico. Los nódulos —que en general tienen un diámetro de sólo 2 ó 3 cm, aunque los hay de 30 cm o más— se han tenido como curiosidades del fondo oceánico conocidas ya desde que se sacaron las primeras muestras durante la expedición *Challenger*. Actualmente, la fotografía submarina ha demostrado que en algunas partes del fondo oceánico profundo son tan abundantes que podrían llegar a ser valiosos como menas metálicas. Una posible clave respecto a su origen es el hecho recientemente descubierto de que algunos de los raros foraminíferos que se encuentran en la arcilla roja están revestidos de una delgada película de material color caoba oscuro de la misma composición que los nódulos de manganeso. A su vez, algunos de estos foraminíferos «barnizados» albergan microorganismos que viven sobre restos de proteína y otra materia orgánica que todavía

pone que la proteína suministra a estos «habitantes del fondo» microscópicos la energía vital que de algún modo los capacita para extraer del agua oceánica el singular conjunto de elementos disueltos a partir de las esférulas y concentrarlos en depósitos de tipo pelicular. Una deposición persistente durante un tiempo largo, película a película, explicaría el crecimiento y la estructura bulbosa, de tipo cebolla, de los nódulos.

Testigos de los fondos oceánicos: tasas de sedimentación abisal

Tiempo atrás se planificó perforar la corteza oceánica y atravesar el Moho hasta llegar al manto; esta gran empresa se conoció como el *Proyecto Mohole*. En 1961, desde el barco de perforación *CUSS I* (fig. 24.11) se hizo un muestreo preliminar al este de la isla de Guadalupe, situada al oeste de la península de Baja California. En la primera perforación hubo problemas después de atravesar 71 m de arcilla fina. La segunda penetró a través de 170 m de sedimento, casi todo el Mioceno superior y llegó a la corteza basáltica, pero después de penetrar 13 m de basalto se tuvo que abandonar el taladro. En seguida se vio que el coste de perforar toda la corteza oceánica sería demasiado elevado y se tuvo que abandonar el proyecto. A pesar de ello, había quedado demostrado que los sedimentos del fondo oceánico se podían perforar sin reemplazar el taladro.

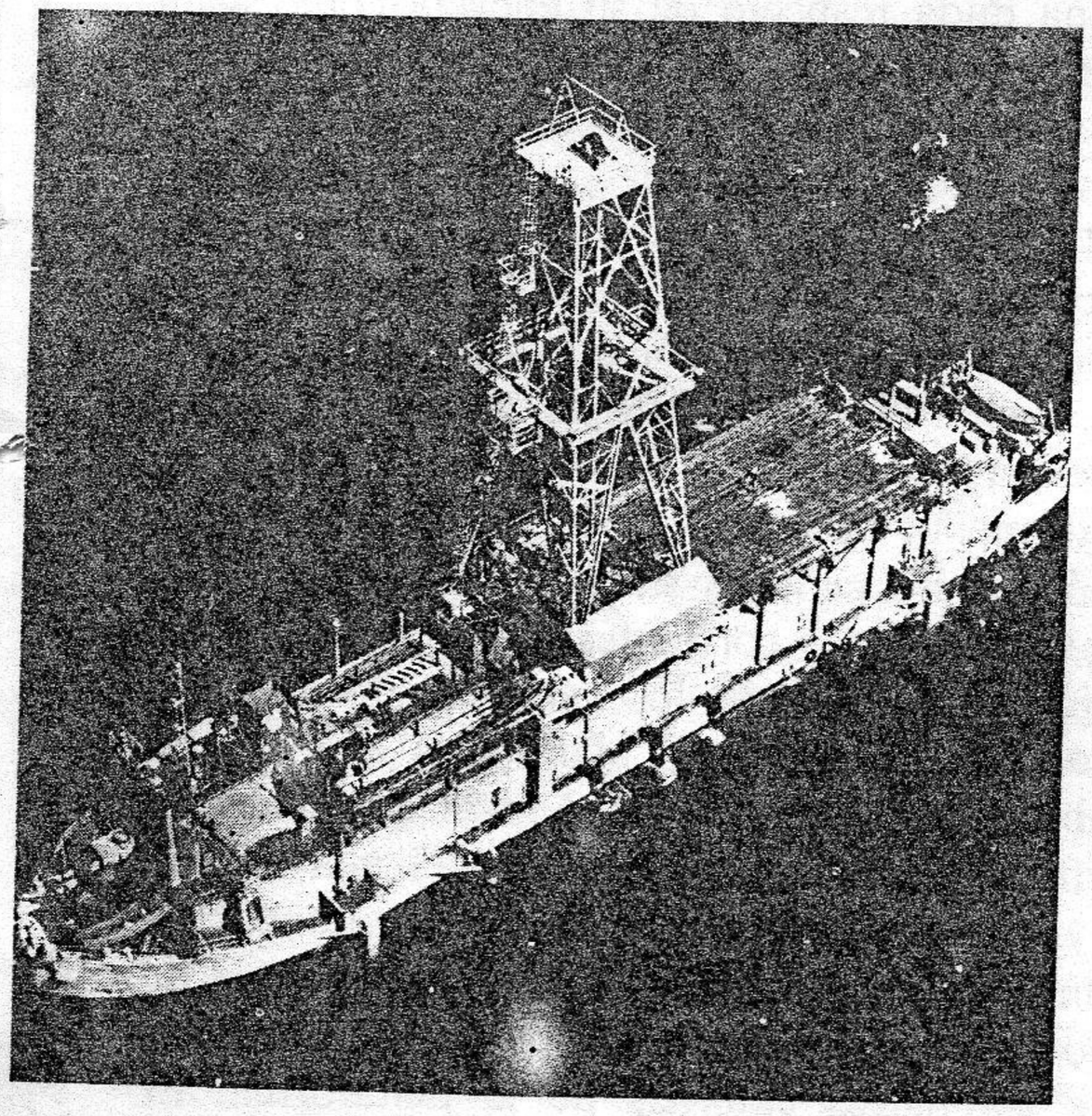


Figura 24.11. Vista aérea del buque de perforación *CUSS I*, marzo de 1961, barco de 3000 toneladas de la Marina de los Estados Unidos adaptado, con una plataforma de perforación petrolífera instalada en medio del buque. El nombre contiene las iniciales de las compañías Continental, Union, Shell y Standard Oil, propietarias conjuntas del barco *(Compañía de Exploración Marina Global)*

En 1964 varias instituciones norteamericanas se coordinaron en un Programa de Muestreo Conjunto de Profundidad de Instituciones Oceanográficas (Joint Oceanographic Institutions' Deep Earth Sampling) conocido como JOIDES; el objeto era el de perforar los sedimentos oceánicos del Pacífico y el Atlántico y examinar los testigos. En 1968 el programa se amplió como Proyecto de Perforación Oceánica de Profundidad (DSDP, Deep Sea Drilling Project) y el buque *Glomar Challenger,* con una plataforma de perforación instalada en medio, como en el *CUSS I* (figura 24.11), empezó a atravesar sedimentos oceánicos. Un método de obtener testigos es introducir un tubo de metal en el fondo oceánico. Otro es cortar realmente el fondo oceánico. Inicialmente se consiguieron testigos de hasta 20 ó 30 m de longitud, pero al mejorar las técnicas se han conseguido testigos de hasta 300 e incluso 500 m de longitud.

La obtención e investigación de los testigos proporciona información de significación geológica fundamental. En la página 509 ya se ha descrito el registro de períodos glaciales e interglaciales en los testigos. Cuando se datan por el método del radiocarbono algunas de las capas superiores de un testigo, es posible calcular las tasas de deposición durante intervalos sucesivos del testigo. Sin embargo, en algunos de los testigos los barros y arcillas pelágicos están interrumpidos por capas de sedimento grueso claramente terrígeno, que suele consistir en arena fangosa con estratificación gradada. Estas interrupciones se adscriben a corrientes de turbidez (pág. 613). Para medir tasas de sedimentación es esencial seleccionar muestras libres de toda interrupción que no sea la climática. Testigos de este tipo los colectó Heezen, hace unos 20 años, a ambos lados de la dorsal mesoatlántica y posteriormente sus colegas del Observatorio Geológico Lamont llevaron a cabo investi-

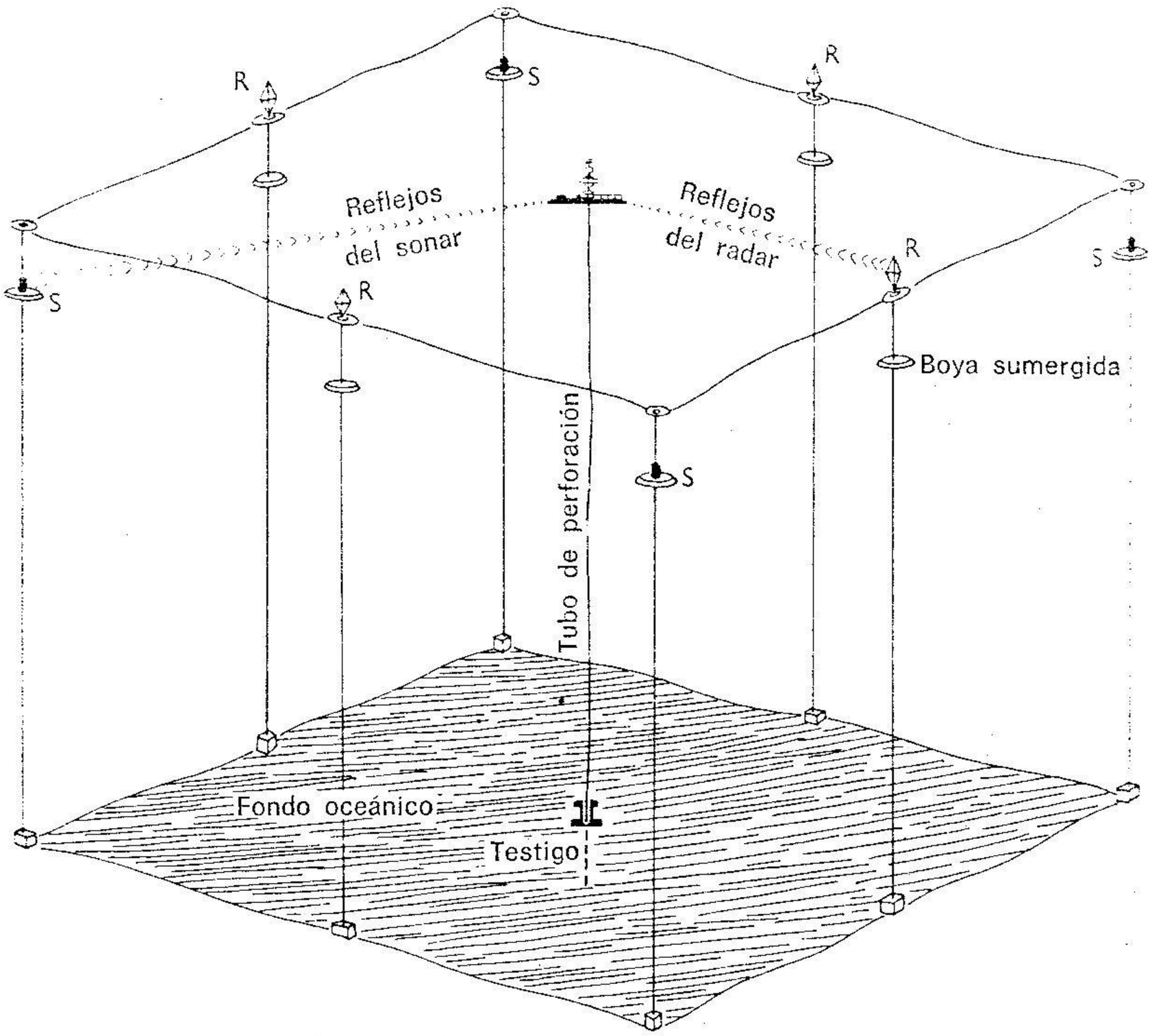


Figura 24.12. Diagrama que representa cómo se mantiene en posición el buque perforador. En cada una de las cuatro esquinas hay motores diesel y hélices de propulsión que pueden acelerarse o frenarse rápidamente para dirigir el buque a cualquiera de las direcciones permanentemente cambiantes, a las que es necesario orientar el barco para contrarrestar los efectos de vientos y olas. La maniobra se efectúa con una simple manivela que el operario manipula para mantener las señales del radar lo más cerca posible de las posiciones estándar marcadas en la pantalla del radar. Los reflectores del radar están sobre flotadores sujetos a boyas profundamente sumergidas que están fuertemente ancladas en el fondo del océano. Otro conjunto de boyas, S, proporciona un sistema de señales acústicas independiente. Aun cuando soplaran vientos de 40 km/hora y pasaran olas de 4 m de altura, el tubo de perforación no se desviaba más de 1° de la vertical y no había peligro de que se rompiera por flexión indebida.

gaciones detalladas de los depósitos (véase la página 630, Broecker *et al.*). Los resultados resumidos en la siguiente tabla muestran una relación definida con el grado de glaciación continental. Las tasas de deposición tanto de la fracción carbonato como de la fracción arcilla disminuyeron súbitamente hace aproximadamente unos 11 000 años.

Tasas de deposición pelágica en el Atlántico

	GLACIAL *Entre hace 45 000 y 11 000 años*	POSTGLACIAL *Desde hace 11 000 años*	
Fracción arcilla	0,82	0,22	g/cm²/1000 años
Fracción carbonato (principalmente cocolitos y foraminíferos)	2,80	1,34	g/cm²/1000 años
Depósito total	3,62	1,56	g/cm²/1000 años

Las tasas dadas se expresan en términos de masa de material seco, libre de sal. En términos de espesor, o sea, en cm por 1000 años, los resultados correspondientes dependen de la densidad que se adopte para el material. Numéricamente, las tasas de espesor no difieren mucho de las cifras dadas, a menos que el sedimento esté muy consolidado. Centenares de tasas medidas de sedimentos pelágicos recientes del Pacífico y del Atlántico (de regiones tropicales muy alejadas de la zona de derrubios glaciales) varían entre 0,07 y 0,2 cm por 1000 años para la arcilla roja y llegan hasta 1,6 cm/1000 años para el barro de globigerinas.

Cañones submarinos

Hace casi un siglo, mediante sondeos, se descubrió que los valles del Hudson y del Zaire (Congo) se prolongan en el fondo marino como barrancos submarinos que cortan el fondo supuesta-

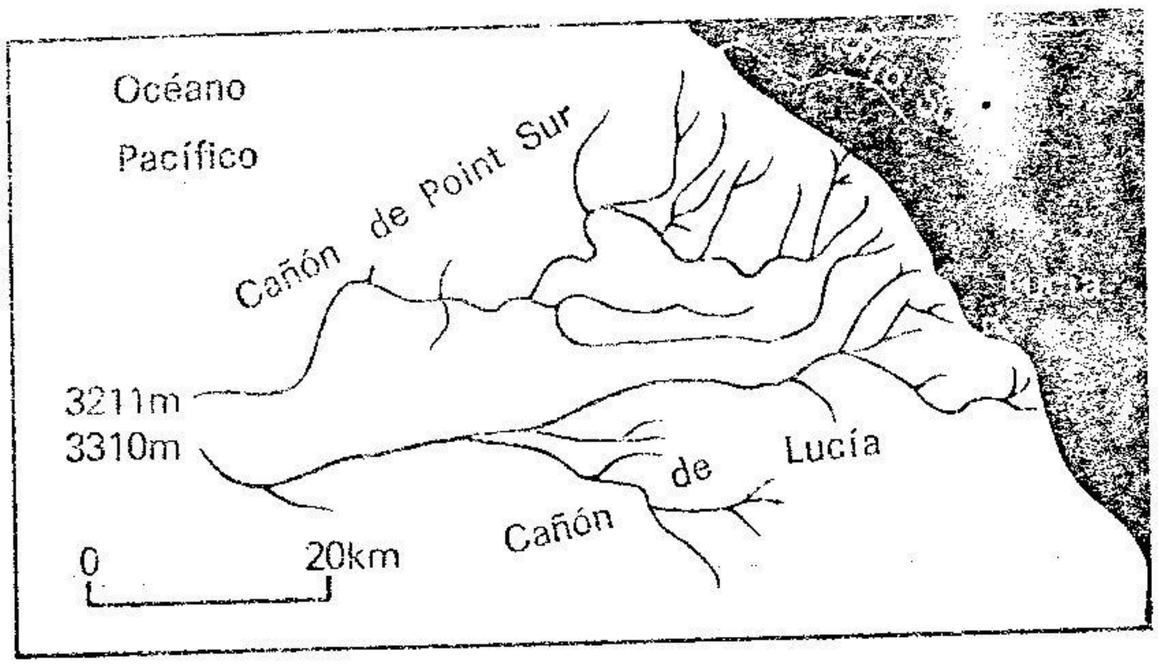


Figura 24.13. Mapa de los cañones submarinos Point Sur y Lucía, frente a la costa de California, entre San Francisco y Los Ángeles, que muestra sus tributarios y las profundidades hasta las que llegan.

mente uniforme de la plataforma continental, y que allí donde atraviesan el talud continental que sigue a la plataforma, por sus dimensiones, resultan comparables a profundos cañones. A 190 km al sudeste de Nueva York el cañón submarino de Hudson tiene un perfil transversal de borde a borde de 10 km y una profundidad, medida desde el borde, de más de 1100 m. El ejemplo del Zaire (Congo) es de dimensiones todavía mayores. Como es lógico, estos cañones submarinos produjeron gran perplejidad, y como continuamente se seguían descubriendo otros nuevos, el misterio de su significado y modo de origen se planteó a los geólogos como un reto más a solucionar cuanto antes.

Hacia 1920, con el invento del ecosonda, los sondeos dejaron de ser un proceso lento y tedioso. Desde entonces la técnica se ha mejorado muchísimo con el uso de ondas supersónicas, con lo que se llegó a lo que actualmente se conoce como el método de «escuchar» dónde están las cosas, como lo hacen los murciélagos. Estas ondas cortas, inaudibles, se pueden enfocar directamente al fondo del mar que está bajo el barco, y a las ondas reflejadas que regresan al equipo receptor se las «limpia» de las otras ondas. Actualmente, el sondeo continuo se registra automáticamente en una cinta que muestra un perfil del fondo —el *ecograma* (véase la fig. 24.30)— sobre el que pasa el barco mientras recorre una ruta determinada con precisión. Aunque todavía quedan por explorar sistemáticamente por este procedimiento regiones muy extensas, ya se conocen bastante detalladamente muchos centenares de cañones submarinos. En los márgenes de todos los continentes hay ejemplos de ellos. Unos pocos empiezan como gargantas en los estuarios de grandes ríos, como el del Zaire. Otros están alineados con ríos, pero discontinuamente, como el del Indo, que empieza a unos 24 km de tierra. Posiblemente en estos casos la garganta se ha llenado con sedimento. Pero una gran mayoría de cañones submarinos tienen sus cabeceras en la plataforma continental o en el talud y no presentan ninguna relación evidente con el sistema de drenaje en tierra. Todos ellos son rasgos de mucho relieve situados en los taludes de mayor pendiente de los márgenes continentales, los cuales, a su vez, han resultado ser mucho más accidentados de lo que se hubiera podido sospechar. Es característico un sistema dendrítico o ramificado de valles afluentes, como el que se ilustra en la figura 24.13, y la topografía submarina resultante se parece mucho a la de una superficie terrestre en la fase de disección juvenil por erosión fluvial. Esta similitud queda

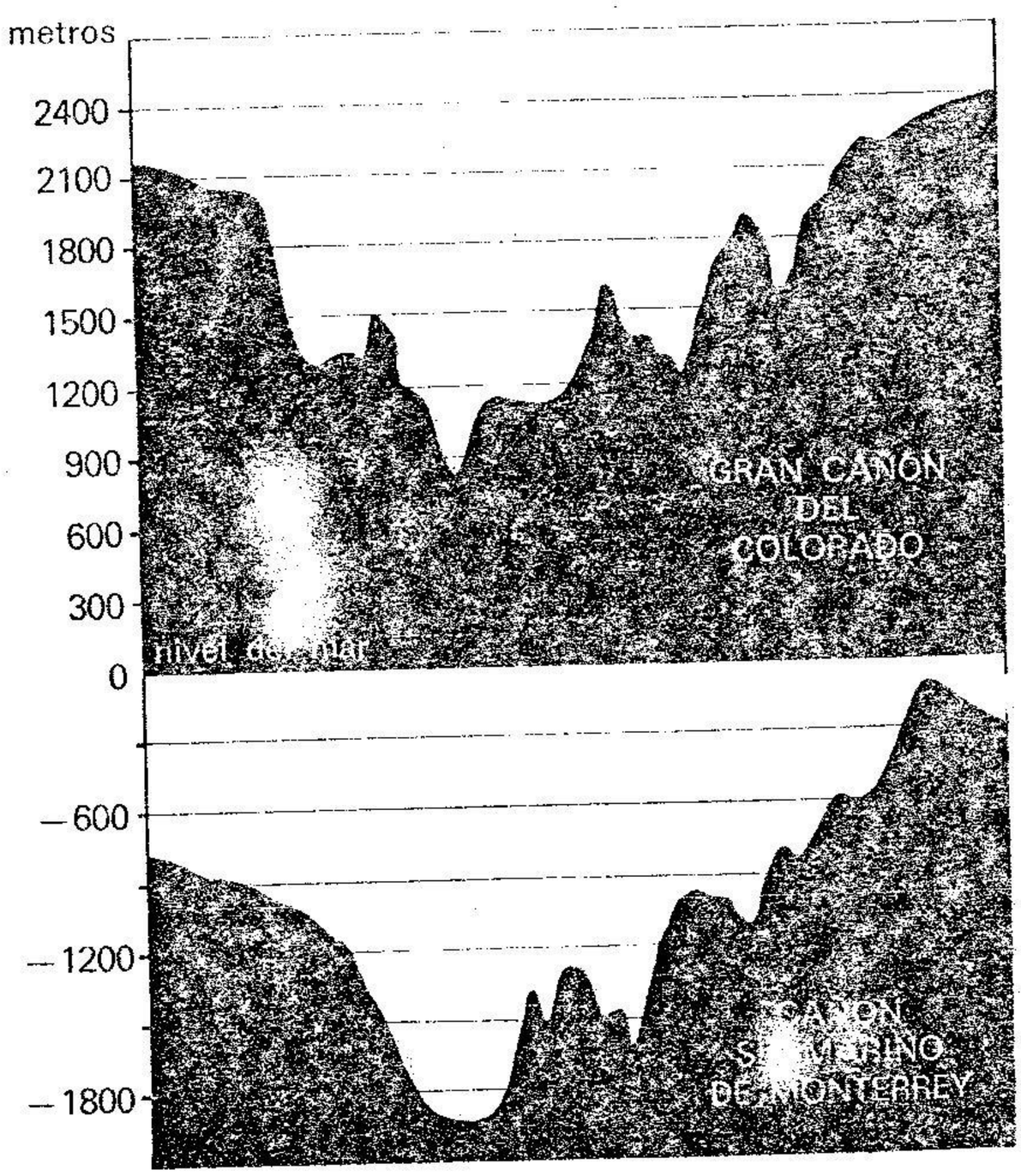


Figura 24.14. Perfiles de 20 km de longitud y a la misma escala para mostrar la notable similitud de forma y dimensiones entre el Gran Cañón de Colorado y el cañón submarino de Monterrey, frente a la costa de California, a 56 km al NO del cañón submarino de Point Sur *(Según F. P. Shepherd)*.

sorprendentemente puesta de manifiesto en la figura 24.14. La forma del cañón central principal varía entre la de un valle ancho de perfil transversal en V y la de una garganta de paredes muy abruptas o incluso verticales. Algunos se prolongan por el talud de menor pendiente de la elevación continental hasta que se desvanecen entre los sedimentos de las llanuras abisales situadas a continuación, a profundidades de hasta unos 3000 metros. Testigos sacados de la terminación de cañones y de más allá incluyen capas de sedimentos y fósiles típicos de aguas someras que sólo pueden haber ido a parar allí transportados por los propios cañones. Esto implica que los cañones fueron excavados por los efectos erosivos de algún tipo de corriente.

Mediante el estudio de muestras extraídas de las paredes se ha dicho que algunos de estos cañones deben ser geológicamente muy jóvenes. Por ejemplo, en las paredes del cañón de Monterrey y de muchos otros afloran los bordes de capas marinas pliocénicas, lo que sugiere que los cañones deben haber sido excavados *después* del Plioceno, o sea, durante el Pleistoceno. Pero esta evidencia puede significar sólo que el cañón ha seguido desarrollándose desde el Plioceno, por ejemplo por desplome de las abruptas paredes a las zonas más profundas de un cañón que ya estaba allí. Tal como veremos ahora, las condiciones para la formación de cañones submarinos fueron especialmente favorables durante la glaciación pleistocénica, pero no hay ninguna razón para suponer que el Pleistoceno tuvo el monopolio de esta erosión submarina. Lo que se ha demostrado que es joven es el último estadio de desarrollo de un cañón, no necesariamente todo el cañón.

Los cañones pueden haberse excavado por encima o por debajo del nivel del mar. Antes de que se descubriera que algunos de los cañones más largos llegan a profundidades tan grandes no parecía descabellado suponer que se podían haber formado por erosión fluvial, como sus homólogos de los continentes, o sea, que los cañones submarinos eran valles fluviales inundados. Sin embargo, con el avance de la exploración submarina se hizo evidente que los cambios relativos de nivel del mar requeridos para la hipótesis subaérea (que implica la emergencia e inmersión de tierra y/o el descenso y ascenso del nivel del mar) eran de 3000 m o más, *en todos los márgenes continentales*. Esto no se puede concebir. Además, la aplicación general de la hipótesis resultó absurda cuando después se descubrió, por datación radiocarbónica de los sedimentos de testigos de profundidad, que estos cambios extravagantes de nivel se deberían haber producido repetidamente, con sólo cortos intervalos de separación de unos pocos millares de años o quizá menos, entre la subidas y las bajadas. La única posibilidad restante, la de que la mayoría de cañones submarinos se formaron bajo el mar, probablemente por la acción erosiva de corrientes de turbidez, forzosamente tenía que ser considerada en serio, incluso por los que en principio eran sus oponentes.

Corrientes de turbidez

Las corrientes de turbidez (fig. 24.15), también conocidas como corrientes de densidad o de suspensión ya se han mencionado en la página 390 cuando se ha hablado de los deltas. Ya no existe ninguna duda respecto de su eficacia como agentes de transporte y deposición, y también de erosión cuando toman la forma de una corriente relativamente densa que se desplaza rápidamente sobre el fondo de un lago o embalse, o cuesta abajo por los taludes submarinos de los márgenes continentales. El agua marina que contiene sedimento en suspensión turbulenta es más densa que el agua clara circundante y por eso es capaz de fluir de este modo. Daly, en 1936, fue quien primero sugirió que los cañones submarinos podían haber sido excavados por corrientes de suspensión y, en especial, dijo, durante los estadios glaciales del Pleistoceno. Entonces la plataforma continental afloraba en superficie hasta el nivel que ahora se encuentra a 200 m bajo el nivel del mar actual. Olas y corrientes marinas ordinarias, entonces especialmente fuertes debido a la predominancia de tiempo borrascoso, revolvían los sedimentos sueltos de las partes externas de la plataforma. El agua de fondo, cargada de fango y limo, empezaría a fluir cuesta abajo como una resaca densa o una corriente de desgarre (rip current) turbulenta, con una velocidad cada vez más acelerada determinada por la densidad de la suspensión y el ángulo del talud. Guiando y concentrando el flujo del agua de fondo con su carga, algunas depresiones se irían erosionando selectivamente en

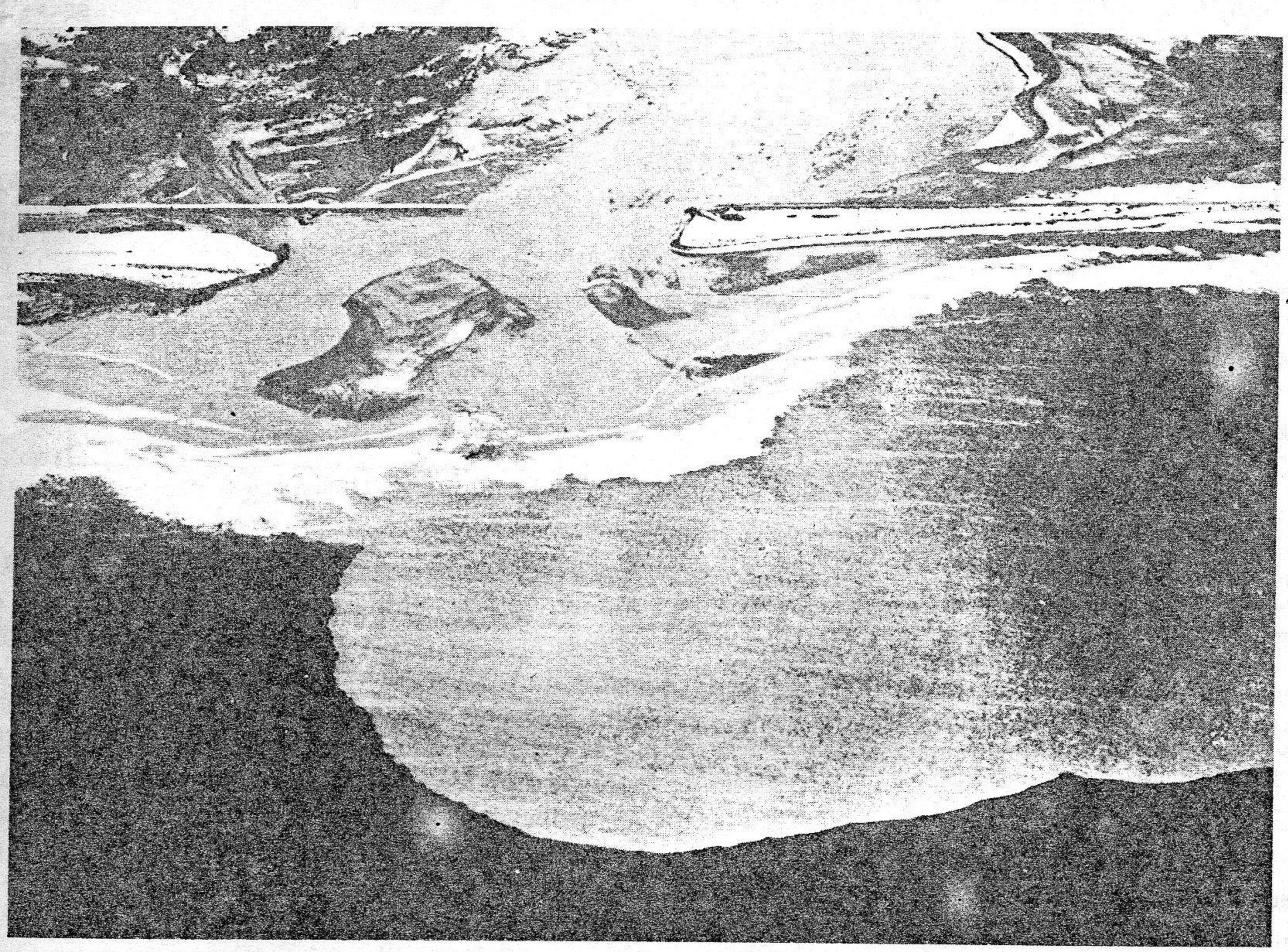


Figura 24.15. Pequeña corriente de turbidez que fluye hacia el Pacífico desde el río Santa Clara, cerca de Ventura, California, durante una crecida primaveral *(Departamento de Agricultura de los Estados Unidos: Servicio de Conservación del Suelo).*

surcos que posteriormente canalizarían y acentuarían las corrientes. Al llegar al talud continental (con una pendiente promedio de aproximadamente 1 por 15, unas cien veces más abrupta que la de la plataforma) las corrientes aumentarían su velocidad y por tanto su poder erosivo. Una vez iniciados, estos flujos submarinos se autoacelerarían hasta que la pendiente del talud empezara a disminuir. Es inevitable suponer que, en los taludes continentales, la erosión sería mucho más enérgica que en la plataforma. Más afuera, las corrientes se irían frenando, probablemente extendiéndose en un frente más ancho, y la deposición de sedimento resultante sería de material tanto más fino cuanto mayor fuera la proximidad a las llanuras abisales.

Mediante experimentos en tanques diseñados cuidadosamente, llevados a cabo independientemente en Holanda por Ph. H. Kuenen y en los Estados Unidos por H. S. Bell quedó convincentemente demostrado que las corrientes de turbidez se comportan, de hecho, en la forma predicha por Daly (figs. 24.16 y 24.17). Otros procesos subsidiarios, localmente capaces de cooperar efectivamente, comprenden el desmenuzamiento y socavado de las paredes y fondo del cañón por manantiales, y las fallas y fisuras del fondo del mar por movimientos terrestres. Pero, por sí mismos, ninguno de ellos podría producir una topografía submarina que tenga todos los rasgos propios de la erosión por un medio cuyo estilo de flujo es intermedio entre el de una corriente de agua rápida y el de una colada de barro, que se amontona sobre sí misma. La única duda restante es la de hasta qué punto las corrientes de turbidez pueden erosionar rocas cristalinas resistentes como las que se han extraído de las paredes más profundas de determinados cañones. No se sabe con se-

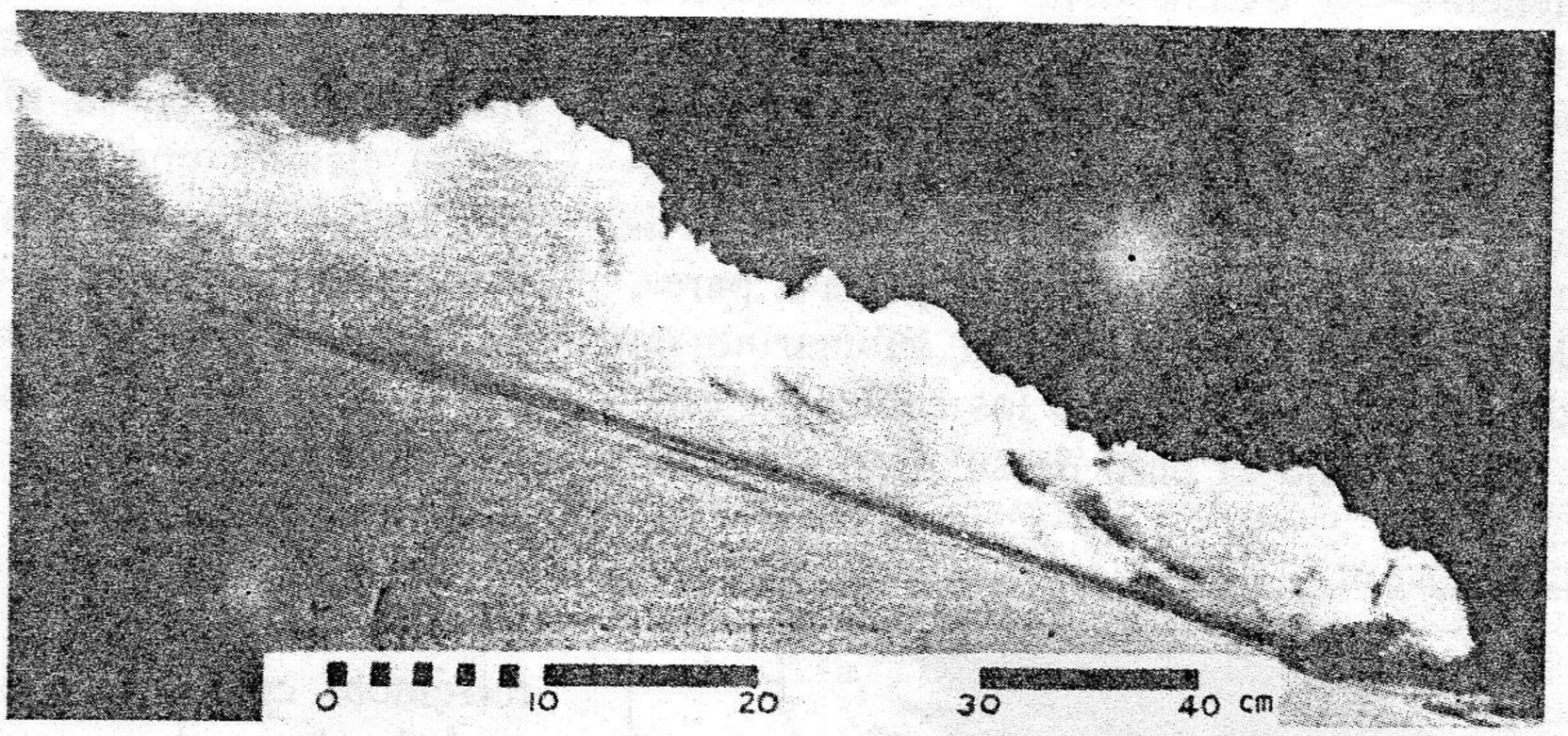


Figura 24.16. Corriente de turbidez experimental de arena fina y agua, que baja por un valle modelo excavado en arena fina en un tanque de laboratorio *(Ph. H. Kuenen)*.

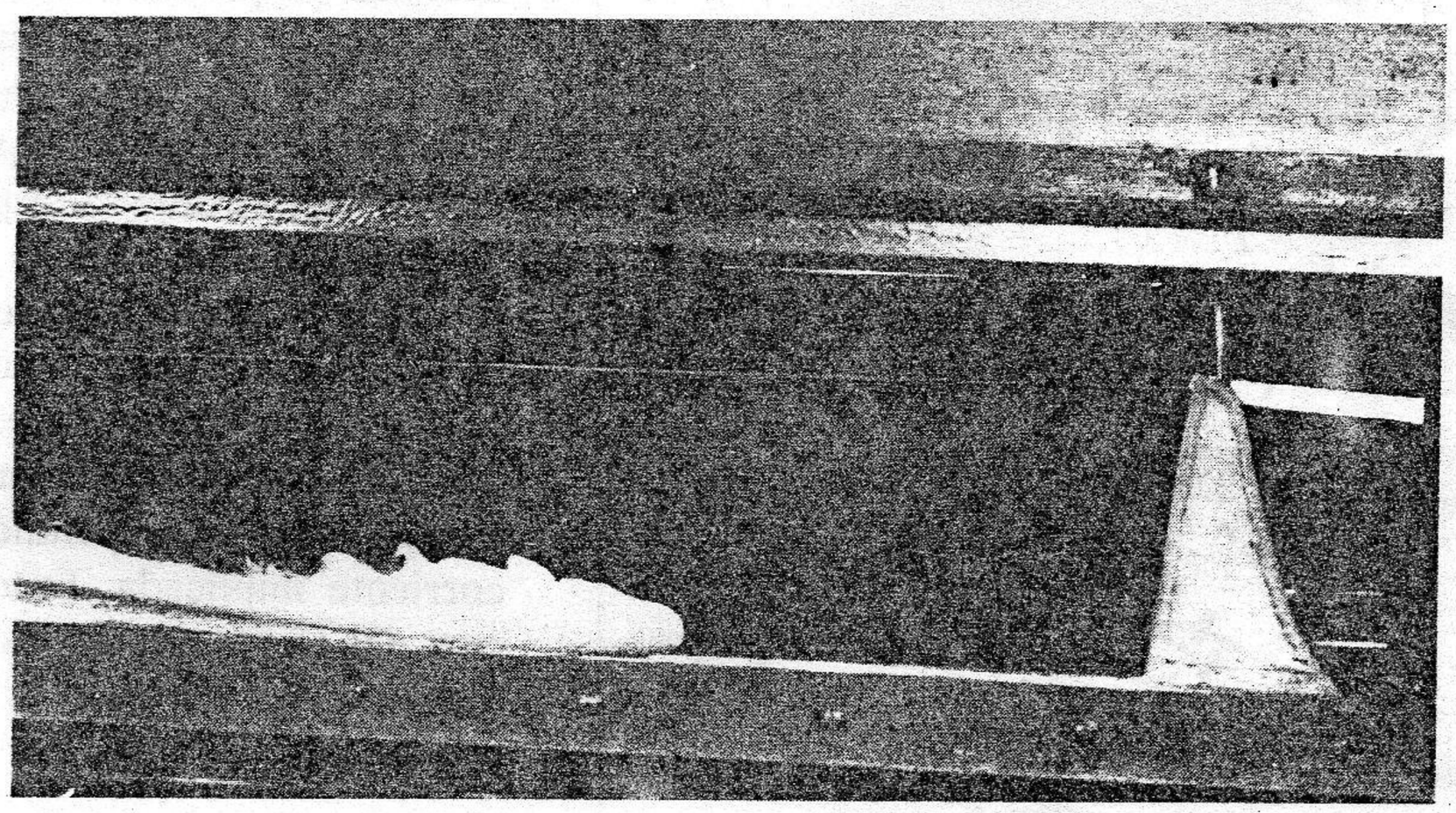


Figura 24.17. Corriente de turbidez experimental que se acerca a un dique en un tanque de laboratorio. La forma del frente vista en estas dos figuras es característica de todos los flujos turbulentos en suspensión más densos que el medio contiguo, como las tormentas de polvo (fig. 22.4) y los aludes de nieve (fig. 20.2) *(H. S. Bell, Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América)*.

guridad, pero podría muy bien ser que las corrientes hayan excavado zonas fisuradas y franjas fragmentadas como lo hacen ríos y glaciares en tierra, lo cual es un hecho bien conocido.

Respecto a la causas de las corrientes de turbidez, dado un talud subacuático, los requerimientos esenciales son: una fuente de sedimento y un mecanismo que provoque el inicio del flujo. Un río en crecida con una pesada carga de fondo en su desembocadura proporciona tanto el sedimento como el flujo. Esta combinación explicaría los cañones submarinos que son prolongaciones directas de ríos. De estos ríos, como el Zaire (Congo), se puede decir que tienen sus deltas en la terminación de sus cañones submarinos, a centenares de kilómetros de donde desembocan en el mar. Otro ejemplo es el río Magdalena, que discurre hacia el norte hasta el mar Caribe desde el ancho y elevado corredor andino de Colombia situado entre las cordilleras oriental y occidental de los Andes. El disparador desencadenante que requieren estos ríos es cualquier cosa que produzca una precipitación suficientemente copiosa como para proporcionar el gran caudal necesario para asegurar una pesada carga de fondo; así, un fuerte huracán puede iniciar una corriente de turbidez. Un disparador más corriente es un terremoto, que desencadena una serie de deslizamientos submarinos o sacude masas sueltas inestables de sedimento que luego se desploman cuesta abajo. El sedimento en movimiento y el agua se mezclan y rápidamente se convierten en una corriente de turbidez. Los desplomes también pueden iniciarse por la acción de mareas y olas excepcionales sobre taludes de sedimento recientemente depositado, de pendiente límite para la estabilidad. Las erupciones submarinas de tipo *nube ardiente* pueden convertirse en corrientes de turbidez de cenizas volcánicas.

La que probablemente fue la corriente de turbidez más gigantesca de los tiempos modernos —y una de las que aportó evidencias convincentes de

su existencia— se desencadenó por el terremoto de los Grand Banks de 1929. Este potente terremoto no sólo devastó la costa sur de Newfounland sino que además rompió doce cables submarinos de telégrafos en por lo menos veintitrés sitios. Casi todas las roturas se produjeron a pares, cerca de los bordes de un cañón submarino en forma de artesa, o sea, donde los cables ya estaban en tensión bajo el peso de su propia comba.

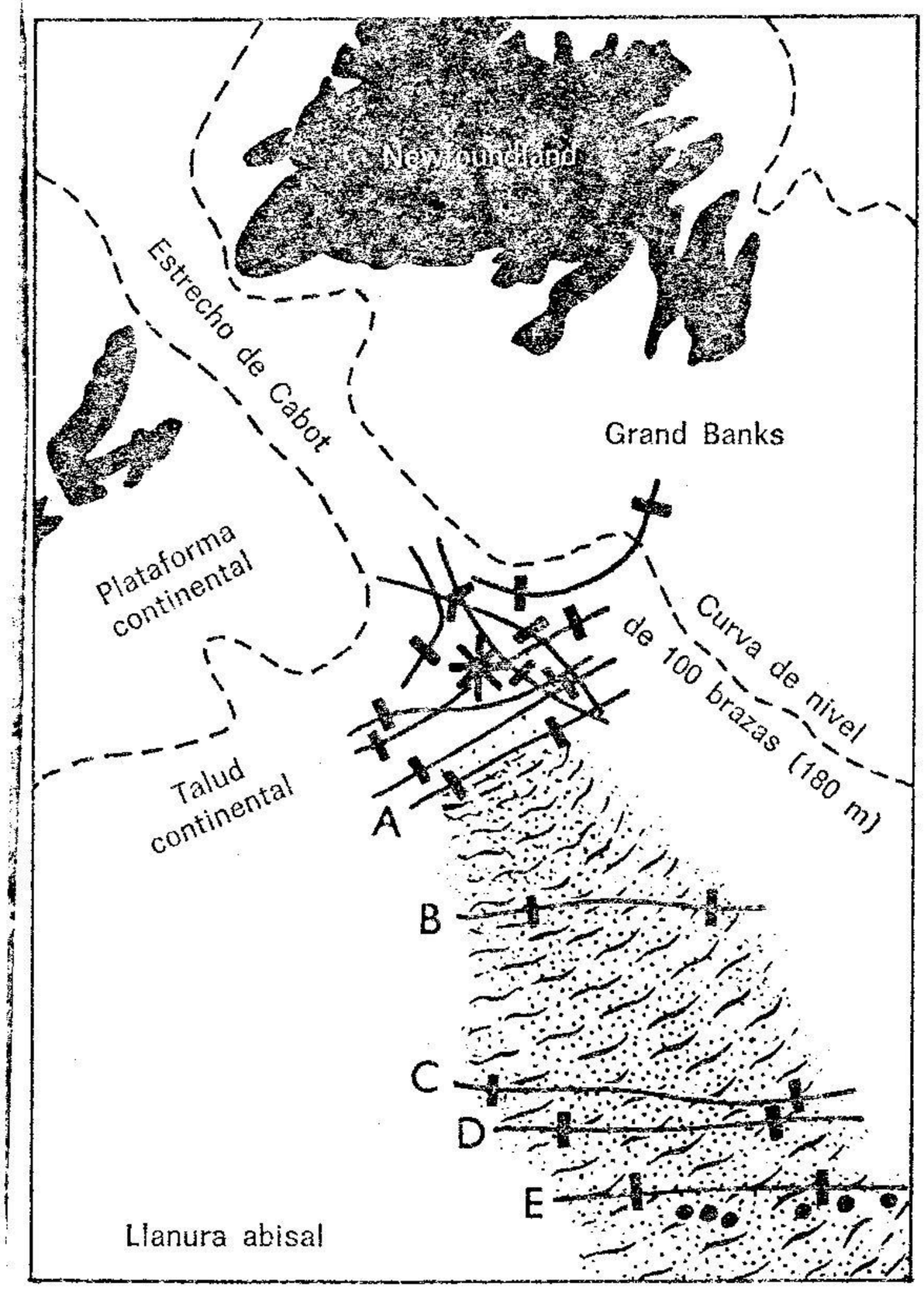


Figura 24.18. Mapa esquemático que muestra las posiciones originales de los 12 cables telegráficos rotos que atraviesan la prolongación en profundidad del cañón submarino del estrecho de Cabot durante el terremoto de 1929 de Gran Banks. Las barras perpendiculares indican las roturas. La zona sombreada representa el cañón submarino en el cual los cables marcados A a E se rompieron y se retorcieron, y las partes perdidas fueron arrastradas o quedaron enterradas bajo el sedimento. El asterisco de la cabecera marca el epicentro del terremoto, o sea, la región situada exactamente sobre su punto de origen o hipocentro (véase la fig. 25.8). Los círculos negros al sur del cable E son los puntos de los que se extrajeron testigos *(Según J. W. Gregory, Nature,* 1929; *y B. C. Heezen y M. Ewing,* 1952).

La depresión está alineada con el estrecho de Cabot, que él mismo es un profundo valle submarino excavado en la plataforma continental. La artesa alcanza una profundidad de unos 6400 m en el punto indicado con una C en la figura 24.18. Éste se encuentra más de 400 m por debajo de la llanura abisal que tiene al oeste y unos 1200 m por debajo de la del lado oriental. Poco después de producido el terremoto y el desastre para los servicios telegráficos, J. W. Gregory (*Nature*, 21 de diciembre de 1929) interpretó el cañón como un valle de fractura submarino, y consideró el terremoto como un indicio probable de que se acababa de producir un hundimiento de su fondo. Entonces la rotura general de los cables se atribuyó al propio terremoto pero, como se muestra a continuación, esta «explicación» no podía explicar el extraordinario espaciado en el tiempo de las roturas. Unos veinte años después, a Heezen y Ewing se les ocurrió que las corrientes de turbidez podían ser lo suficientemente fuertes como para haber roto los cables. Si fuera así, las roturas se habrían producido dentro de una secuencia de tiempo definida, dependiente de la velocidad de la corriente implicada. Entonces revisaron los registros del terremoto de los Grand Banks y, para su disfrute, encontraron la evidencia exacta de lo que habían previsto. En palabras de Heezen:

> «Un estudio de la hora de las roturas pone de manifiesto un hecho muy notable. Mientras los cables situados en un radio de 60 millas (unos 110 km) del epicentro del terremoto se rompieron instantáneamente, los más alejados se fueron rompiendo a intervalos. Más de 13 horas después del terremoto, cables cada vez más alejados, más hacia el sur del epicentro, empezaron a romperse uno tras otro en una sucesión regular... Parece bastante claro que esta serie de sucesos debe indicar un flujo submarino: el terremoto puso en movimiento una avalancha gigantesca de sedimento en el abrupto talud continental, y esta avalancha fue rompiendo los cables, uno tras otro, a medida que se arrastraba cuesta abajo y fluía hacia la llanura abisal.»

A partir de los intervalos de tiempo comprendidos entre las roturas sucesivas y de las distancias intermedias, es fácil estimar cuál debió ser la

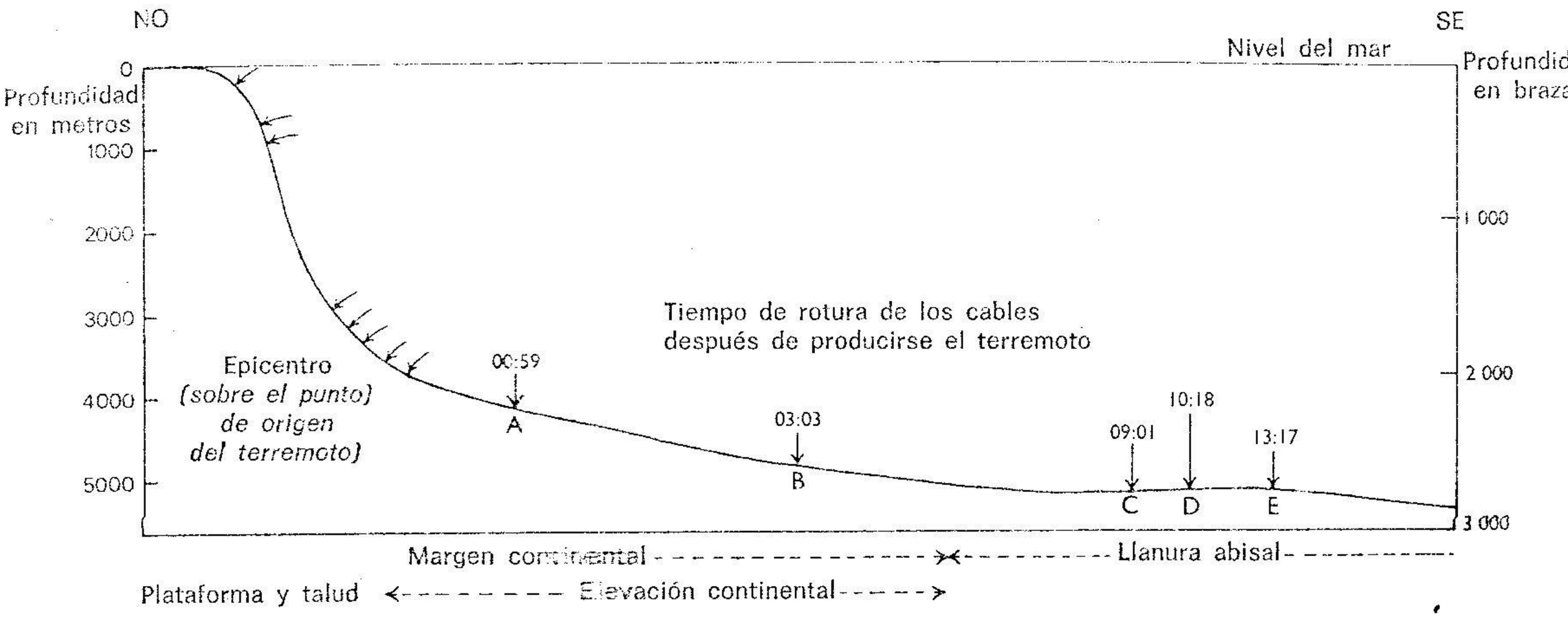


Figura 24.19. Perfil del fondo del cañón submarino del estrecho de Cabot, con flechas que indican los sitios en que se rompieron los cables marcados A a E, y con los correspondientes intervalos de tiempo después del terremoto, que se produjo a las 20:32 (hora del meridiano de Greenwich) el 18 de noviembre de 1929. Longitud del corte, aproximadamente 980 km *(Según B. C. Heezen y M. Ewing,* 1952).

velocidad de la corriente de turbidez en los distintos puntos por los que pasó en su recorrido. La distancia entre A y B es de 210 km y el intervalo entre las roturas fue exactamente de tres horas (fig. 24.19), lo que indica que este tramo concreto se cubrió a una velocidad promedio de 70 km por hora. La velocidad fue mayor en A y se frenó al ir hacia B y más allá de B, hasta que la corriente depositó su carga en forma de sedimento fino o gradado y luego se desvaneció. El siguiente paso fue verificar que el depósito predicho estaba realmente allí. El equipo que reparó el cable en el punto E reportó una evidencia claramente favorable, ya que describió el material adherido a uno de los terminales rotos como «arena y pequeños guijarros». Desgraciadamente, los intentos de conseguir testigos del fondo oceánico situado al sur de la zona de los cables los frustraron los huracanes en 1950 y de nuevo en 1951. Entretanto, mientras Heezen y Ewing anunciaban sus resultados en 1952 (véase la pág. 631), Kuenen los acompañaba con un cálculo de que la capa probablemente había tenido un espesor promedio de 40-100 cm sobre una extensión de quizá 260 000 km² de la llanura abisal. Muy rápidamente se llegó a la impresionante conclusión de toda esta historia. Antes de que se publicaran las comunicaciones de 1952, Heezen había conseguido extraer seis testigos de la zona sur del cable más meridional. Los dos primeros se examinaron a principios de 1953 y se encontró que contenían arcilla de foraminíferos de tipo abisal, con una capa superior de limo estratificado por tamaños, que en uno de los testigos tenía 130 cm de espesor (fig. 24.18) y en el otro, 70 cm.

En 1954 a un terremoto originado cerca de El Asnam (Orleansville), a medio camino entre Orán y Argel, le siguió la rotura, contorsión y enterramiento local de cinco cables que estaban espaciados sobre el talud continental del fondo del Mediterráneo. En este caso las roturas se produjeron donde el talud tenía mayor pendiente y a mucha distancia de la zona en la que se fracturaron el suelo (fig. 25.6) y las tuberías subterráneas. Ninguno de los cables se rompió directamente por el impacto del terremoto, pero el paso de las ondas sísmicas fue suficiente para provocar desplomes de sedimento inestable. Éstos rápidamente se transformaron en corrientes de turbidez que se deslizaban como trenes rápidos por los abruptos taludes. Las horas a las que los mensajes telegráficos se interrumpieron súbitamente demostraron que los cables se fueron rompiendo uno tras otro de acuerdo con su distancia a la costa.

En años recientes, sedimentos sueltos de los cursos inferiores del río Magdalena han contribuido varias veces a formar corrientes de turbidez que sólo se han inmovilizado al adentrarse en la llanura abisal del mar Caribe. Los maleco-

nes construidos en la desembocadura del río se han roto por el desplome de sus cimientos y una buena parte de ellos han desaparecido sin dejar rastro. En el fondo del mar, al norte, se ha roto varias veces un cable a distancias de 24 a 56 km de tierra. El espesor de los sedimentos en la llanura abisal del Caribe varía entre unos 1000 y 2000 m —varias veces mayor que lo usual— y una gran proporción de ellos es evidentemente de tipo turbidítico, fácilmente identificable por su riqueza en restos descompuestos de vegetación de marjal que prolifera en las ciénagas de las tierras bajas que se extienden entre la cordillera andina y la desembocadura del Magdalena.

Antes de dejar el tema debe mencionarse que la sorprendentemente delgada capa de sedimento del fondo del Pacífico sería mucho más gruesa si no fuera por el hecho de que casi todo su fondo está separado de los aportes de las corrientes de turbidez por las grandes profundidades que rodean las márgenes del gran océano. Las profundas fosas asociadas a arcos de islas (fig. 2.7) evidentemente son trampas en las que quedan retenidos los sedimentos transportados por corrientes de turbidez, que pueden fluir hacia ellas desde el lado continental bien sea a todo lo largo de las fosas o lateralmente.

Arrecifes de coral y atolones

En situaciones favorables en los mares tropicales, los corales, junto con todos los organismos a los que proporcionan abrigo y soporte, se desarrollan tan profusamente que construyen arrecifes e islas de tamaño muy considerable. Revestidas de un verde intenso, coronadas por cocoteros y festoneadas con la blanca espuma del incesante oleaje, las «islas bajas» de los marineros isabelinos son famosas por su deslumbrante pero traicionera belleza. Peligrosas para la navegación y difíciles de explorar, también fueron un tormento para los geólogos que trataron de explicar su existencia. Darwin fue el primero que encaró los problemas con espíritu científico y dividió los arrecifes coralinos en tres clases principales:

a) *Arrecifes costeros,* constituidos por un revestimiento o plataforma de coral que en bajamar se ve que es continua o casi continua con la costa. La anchura puede ser de 800 m o más y allí donde el arrecife mira al océano abierto (fig. 24.20), el lado de barlovento puede tener una orla de algas protectoras (como en la fig. 24.1) antes de sumergirse por un talud de gran pendiente al fondo del mar circundante, que normalmente es muy profundo. No obstante muchos arrecifes costeros

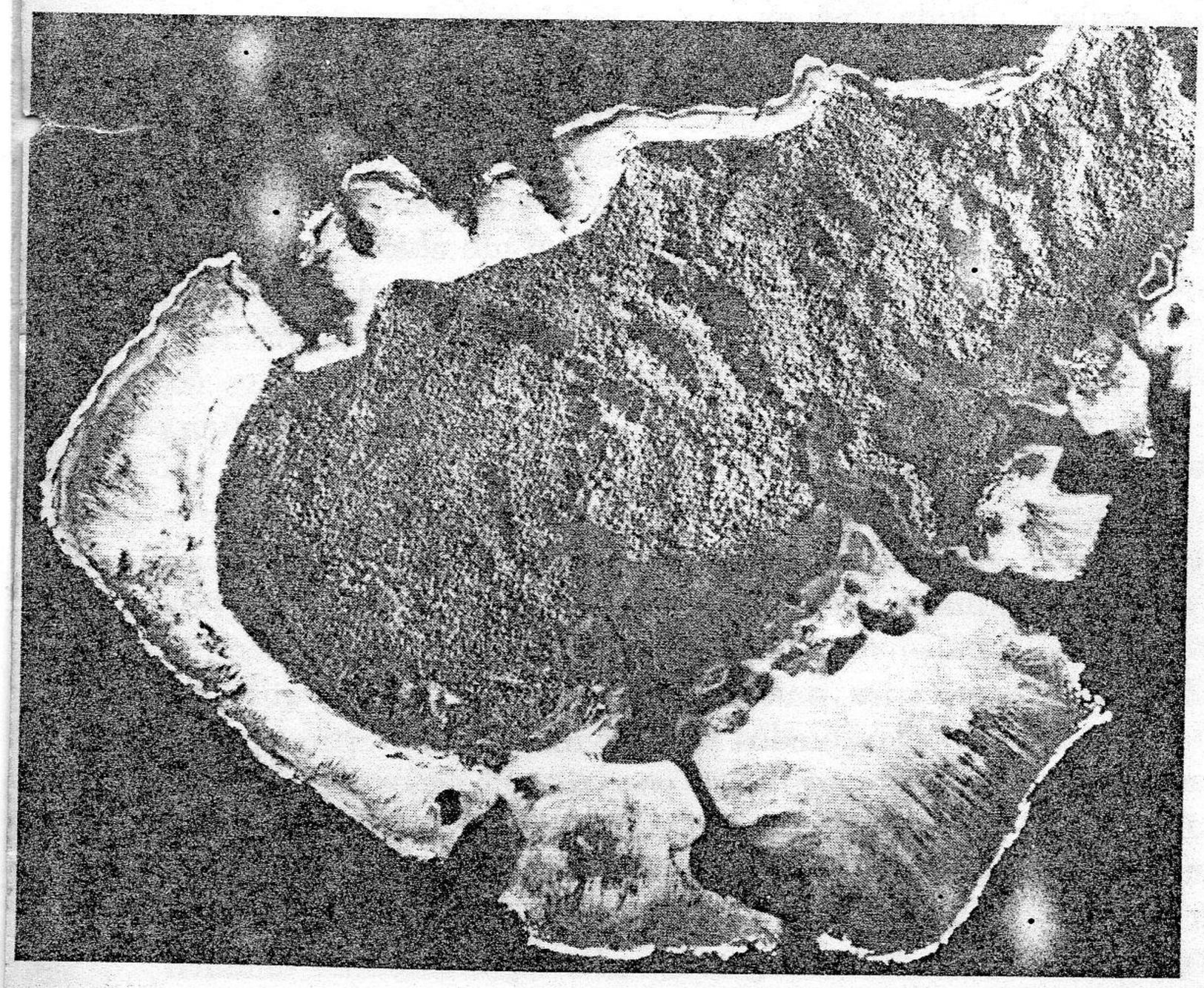


Figura 24.20. Arrecife costero, islas British Solomon *(Overseas Geological Surveys).*

se han desarrollado en el lado interno de lagunas relativamente someras cerradas por arrecifes barrera (fig. 24.21).

b) *Arrecifes barrera,* situados hasta a 300 km de la costa, con una laguna intermedia. El complejo de arrecifes de 2000 km de extensión conocido como el Great Barrier Reef, que forma una escollera natural gigantesca frente a la costa nordeste de Australia es sin duda la mayor estructura coralina del mundo (fig. 24.22). Sin embargo, la mayoría de arrecifes barrera, de los que existen innumerables ejemplos, son estructuras que rodean islas y que forman anillos irregulares de anchura variable, más o menos interrumpidas por pasos abiertos en el lado de sotavento (figura 24.21).

c) *Atolones,* semejantes a los arrecifes barrera pero sin la isla central (figs. 24.23, 24.24 y 24.26). Esencialmente son islas anulares de escasa altitud que encierran una laguna, la cual generalmente también está conectada con el mar abierto por pasos situados en el lado de sotavento.

Los corales constructores de arrecifes viven en colonias formadas por millares de pequeños individuos (pólipos), cada uno de los cuales ocupa una depresión en forma de copa en la armazón calcárea que es común al conjunto de la colonia. A medida que las sucesivas generaciones de corales van creciendo hacia arriba y hacia fuera, a través de las aguas inquietas, en su competición por el alimento, la pétrea armazón se va asimismo ramificando hacia arriba y hacia fuera, y crece en formas que semejan las de algunas plantas, unas como arbustos y otras en forma de almohadillas como las plantas rupícolas (fig. 24.25). Los espacios intermedios entre las estructuras coralinas muertas son cementados y ligados entre sí por algas coralinas llamadas nulíporas. Éstas precipitan carbonato cálcico en su interior y aún más como incrustaciones que tapizan sus superficies y cubren las formaciones de coral a las que están asociadas. Allí donde el oleaje es fuerte es probable que el extremo externo y prominente de un arrecife esté construido en su mayor parte por algas coralinas rojo-purpúreas, ya que estos organismos pueden soportar mejor que los corales su exposición en superficie, mientras se mantengan húmedos por la espuma. Otras contribuciones calcáreas se deben a moluscos provistos de concha, foraminíferos, gusanos y bacterias. Todo el conjunto forma una caliza porosa blanca que gradualmente se va compactando al quedar enterrada y someti-

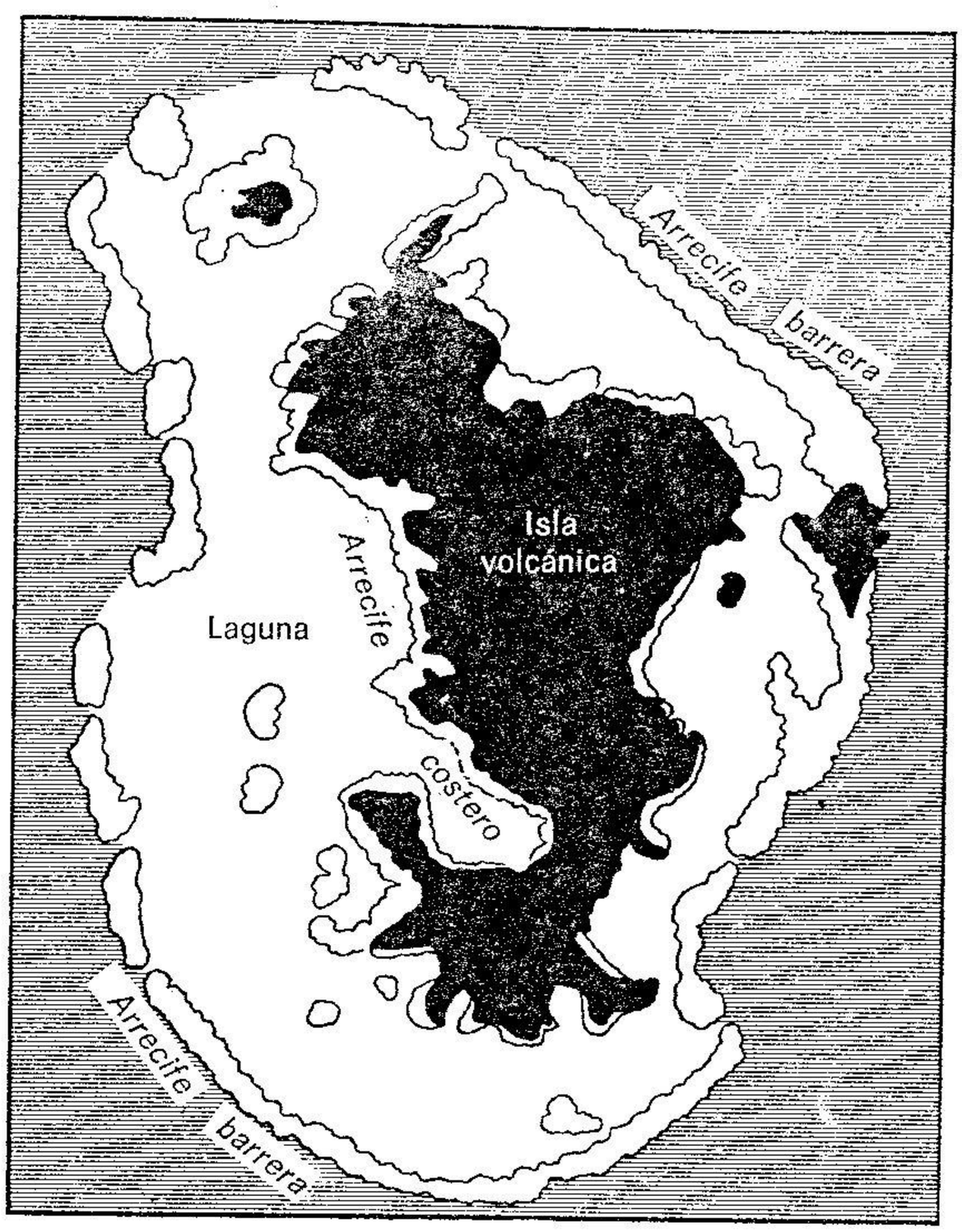


Figura 24.21. Arrecifes coralinos costeros y barrera de Mayota, archipiélago de las Comores, en el extremo norte del estrecho de Mozambique. El contorno en bahías de las islas indica subsidencia acumulativa.

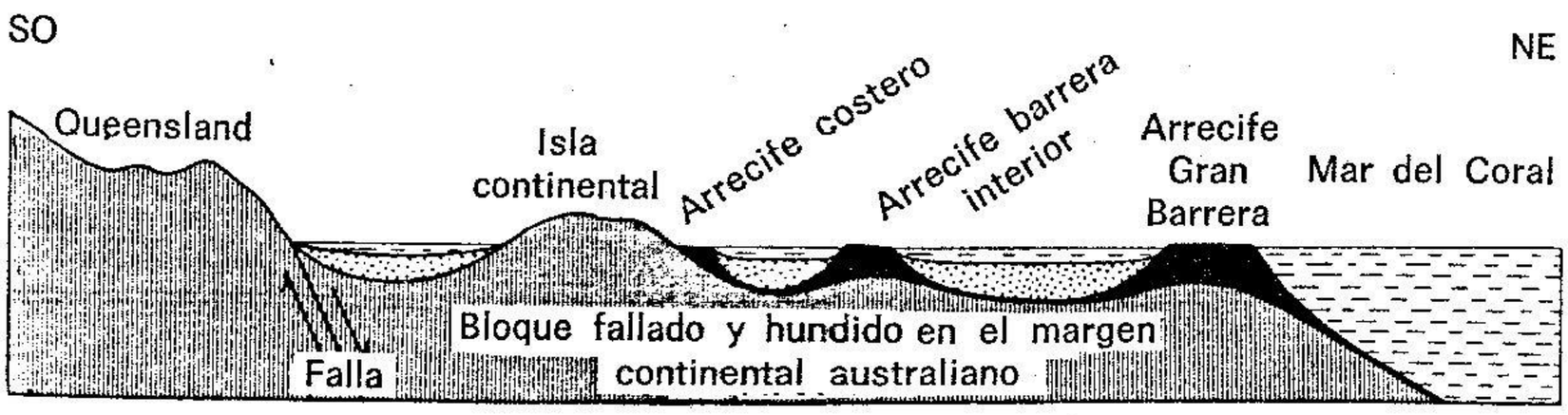


Figura 24.22. Corte esquemático para mostrar las relaciones tectónicas del arrecife Gran Barrera (Great Barrier) y sus islas asociadas con la tierra firme de Queensland. En negro, roca del arrecife; en punteado, laguna y sedimentos de canal *(Según J. A. Steers).*

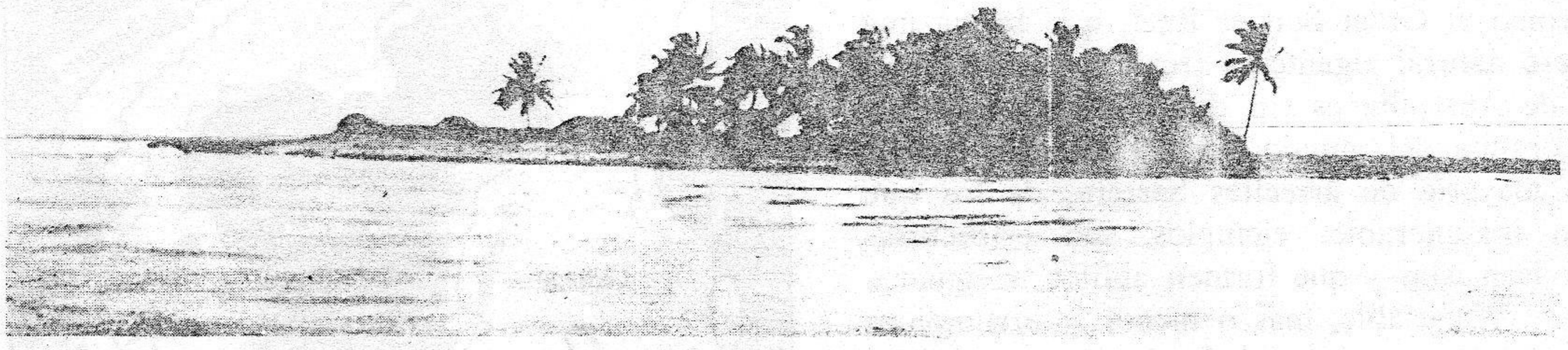
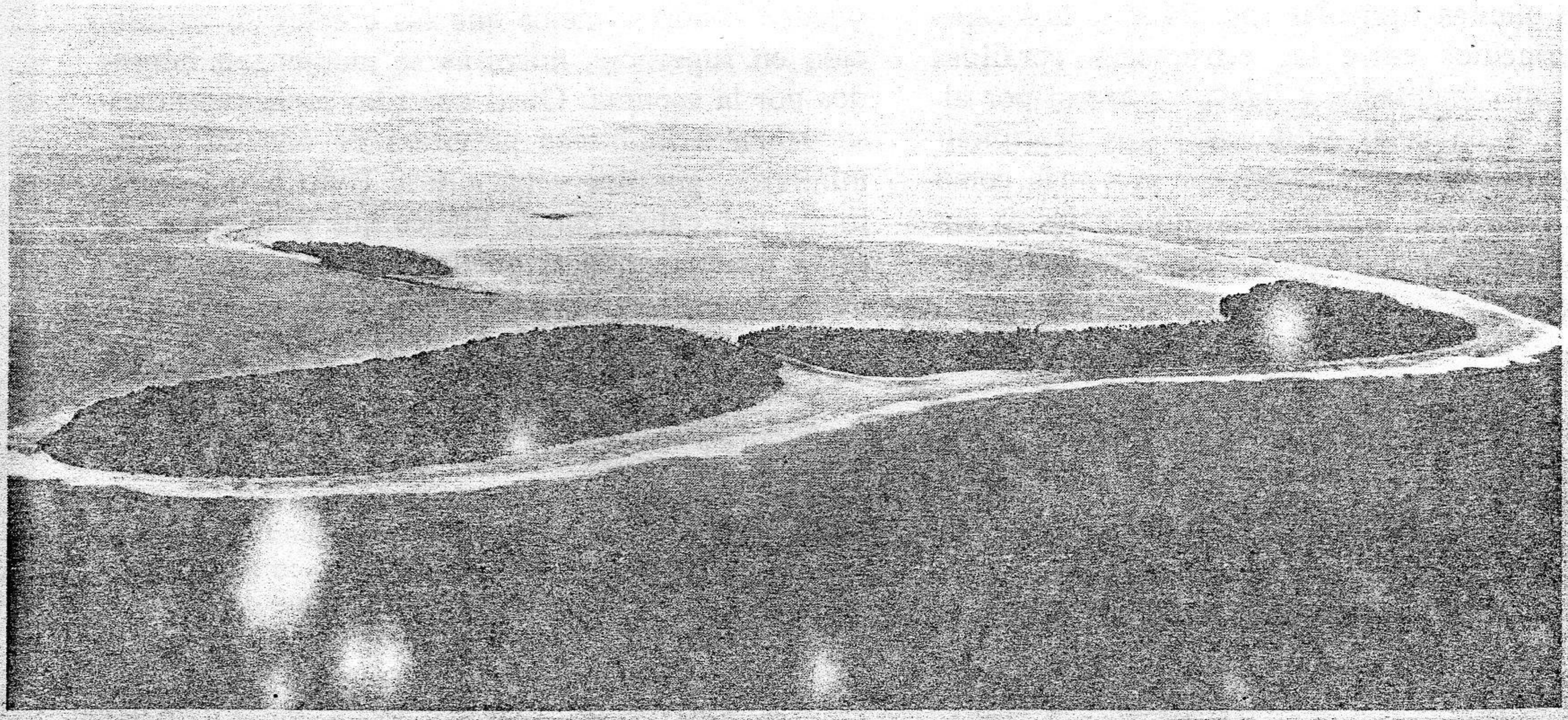


Figura 24.23. Atolón Hao, archipiélago de Tuamotu (a medio camino entre las Fiji y el Perú) *(J. P. Caplin, Museo Americano de Historia Natural, Nueva York).*

da a una saturación prolongada por el agua marina.

El desarrollo y permanencia de los arrecifes coralinos depende de las condiciones que favorezcan un vigoroso crecimiento de las colonias vivientes. Para prosperar, un arrecife, no solamente tiene que resistir el oleaje, sino también los ataques de los organismos perforantes y los voraces crustáceos que se alimentan del cuerpo de los pólipos. El arrecife representa el margen de resistencia en una incesante lucha contra la extinción y la muerte. Los corales y las nulíporas no solamente tienen que suministrar materias para mantener una vida floreciente, sino que además tienen que proporcionar las masas rotas de roca coralífera y otros derrubios que se acumulan para formar la superficie del arrecife y los voluminosos cimientos del lado del mar requeridos para el desarrollo persistente hacia fuera. El lado del mar del arrecife viviente pasa en profundidad a un talud que puede bajar con fuerte pendiente a profundidades muy grandes. En el lado de la laguna o de tierra del arrecife en formación se encuentra el *llano del arrecife.* Puede ser una plataforma con grupos aislados o manchas de coral que siempre está sumergida excepto durante la bajamar, o puede ser

Figura 24.24. Atolón Ifaluk, mirando al oeste, islas Carolinas occidentales, Pacífico oeste *(Marina de los Estados Unidos de América).*



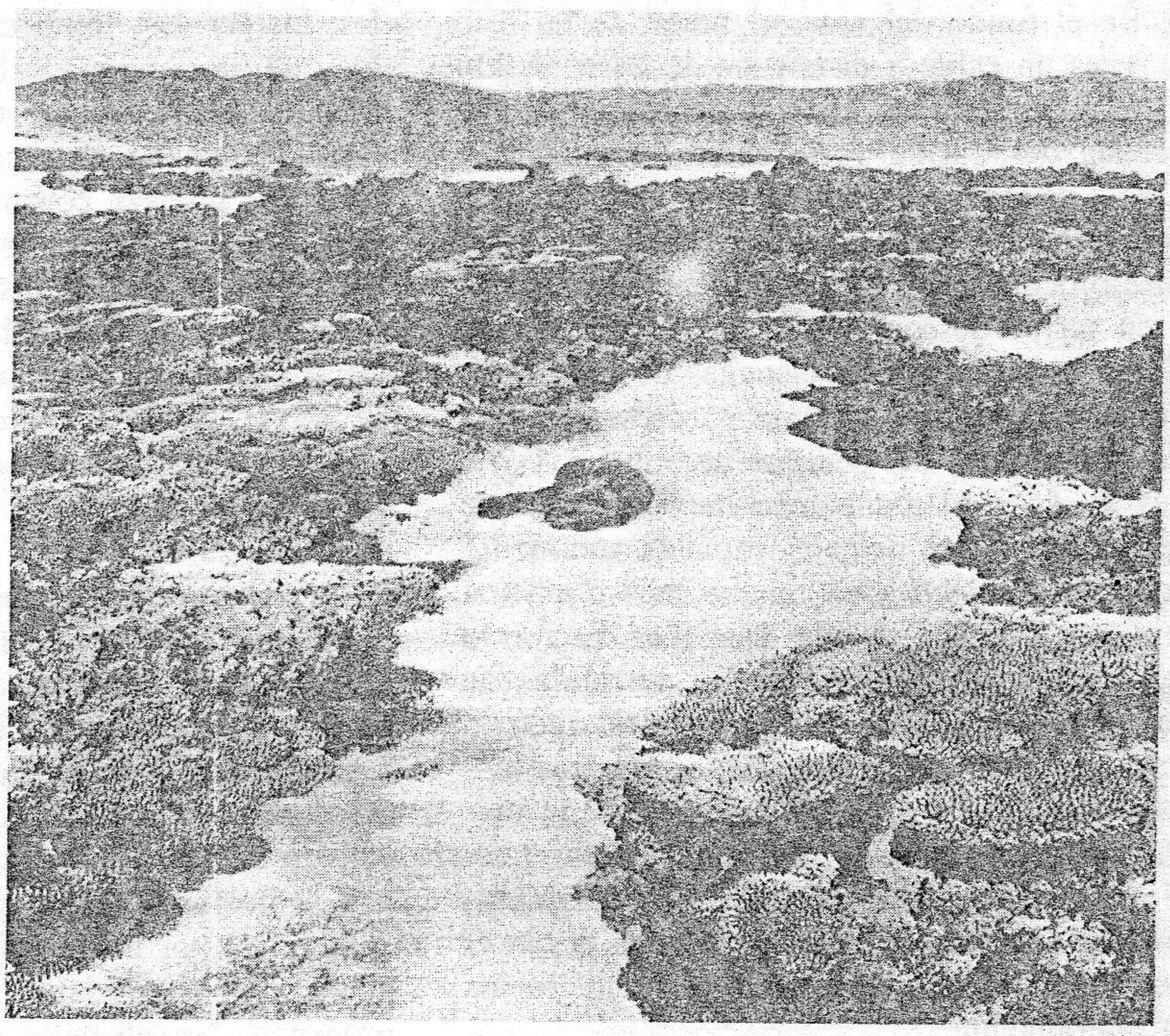


Figura 24.25. Corales en vías de desarrollo que quedan expuestos cuando la marea es muy baja en un arrecife costero frente a la costa de Queensland, cerca de Port Denison *(Museo Americano de Historia Natural, Nueva York).*

una superficie irregular que crece hacia arriba formada de materiales que las olas lanzan a una altura de unos 3 a 5 m. Cuando un oleaje muy violento choca contra el arrecife, cierta proporción de derrubios va a parar incluso a la laguna.

El desarrollo óptimo de los corales formadores de arrecifes se da donde la temperatura media del agua superficial es de unos 23° a 25°C; el límite inferior de tolerancia es de 18°C y no pueden soportarlo mucho tiempo. Por ello, los arrecifes y atolones están restringidos a una zona comprendida entre las latitudes 30° N y S, aunque hay excepciones locales allí donde corrientes cálidas llevan aguas de temperaturas más elevadas más allá de estos límites. Los arrecifes de las Bermudas, por ejemplo, dependen de lo cálidas que sean las aguas de la corriente del Golfo. A lo largo de las franjas tórridas de los océanos, las corrientes ecuatoriales discurren hacia el oeste, haciéndose más cálidas en su recorrido, con lo cual los arrecifes se desarrollan mucho mejor en las partes occidentales de los océanos que en sus costas orientales, de aguas más frías.

El agua debe ser clara y salada. Ante la desembocadura de los ríos, donde el agua del mar diluida lleva en suspensión limo y barro, los corales no pueden vivir y no se ven arrecifes. Recíprocamente, los arrecifes crecen mejor en su propio borde marino, donde el salpicado de las olas, la subida de las mareas y las corrientes cálidas les llevan constantemente renovado abastecimiento de oxígeno y materias alimenticias, y donde, en el lado de barlovento, están protegidos de las rompientes violentas por el cordón de algas. Los corales no pueden sobrevivir mucho tiempo fuera del agua, ni las algas calcáreas asociadas por encima del nivel afectado continuamente por el agua atomizada. Por consiguiente, los arrecifes vivos nunca pueden crecer muy por encima del nivel de bajamar. Sobre el nivel del mar se encuentran arrecifes muertos, pero ello se debe a que han sido levantados por movimientos terrestres, de los cuales constituyen por tanto el mejor indicio.

Por otra parte, los corales constructores de arrecifes requieren abundante luz solar y no crecen libremente a profundidades mayores de unos 30 metros. Análogamente, las algas coralinas también están restringidas a las aguas someras, porque también ellas dependen de un adecuado suministro de energía radiante. La intensidad de la luz

disminuye rapidamente con la profundidad y también con la distancia a los trópicos, y se hace casi despreciable durante las largas noches de las regiones polares. Se han extraído algunos corales individuales —algunos todavía vivos— del fondo del mar frío de la zona comprendida entre el sur de la Patagonia y las islas Malvinas, lo que ha planteado el problema de cómo se las arreglan estas especies peculiares para subsistir. Realmente proceden de un ambiente absolutamente inadecuado para proporcionar la energía y alimentos necesarios para el desarrollo de las vastas poblaciones de los constructores de arrecifes. Otra indicación clara de que estas últimas pueden desarrollarse bien sólo en mares cálidos, someros y bien soleados la da el hecho de que los arrecifes y atolones fácilmente quedan «ahogados» si su desarrollo hacia arriba no puede mantener un ritmo a la par con el de inmersión (eustática o tectónica) que pueda estarse dando. En el fondo del mar se han encontrado muchos arrecifes y atolones muertos por esta causa. La tasa promedio de crecimiento coralino varía según las especies, con un rango de variación de 6 a 45 mm por año. Dada la necesidad de suministrar material para el desarrollo del llano del arrecife y de los taludes en los flancos de mar abierto, la tasa promedio de crecimiento de un arrecife es de unos 14 milímetros anuales.

Origen de los arrecifes y los atolones

De las consideraciones anteriores se deduce que una condición esencial para el inicio de un arrecife coralino es la preexistencia de una plataforma submarina no muy por debajo del nivel del mar. El origen de los arrecifes costeros es fácil de comprender. Las diminutas larvas de los coralarios y las esporas de las algas coralinas son llevadas a la deriva por corrientes oceánicas, y las que alcanzan costas apropiadas se fijan e inician nuevos arrecifes que gradualmente se desarrollan hacia arriba y hacia fuera, en dirección a la superficie y a la luz solar.

Pero los arrecifes barrera y los atolones tienen la peculiaridad de que en general se alzan desde profundidades donde no podrían vivir ni los corales ni las algas que forman arrecifes. Existen dos posibilidades: o bien *a*) los arrecifes pueden haber crecido hacia arriba desde bancos sumergidos situados a 30 ó quizás hasta 60 m de la superficie, o *b*) pueden haber crecido hacia arriba y hacia fuera a partir de arrecifes costeros durante la inmersión de la tierra o isla a la cual originariamente estaban adheridos. Otro rasgo que exige una explicación es que las lagunas tienen fondos casi llanos (fig. 24.26), y profundidades que varían con las anchuras, dentro de un rango de unas 45 brazas (unos 80 m) en los ejemplos mayores (de 0 a 160 km de diámetro) a unas 25 brazas (unos 45 m) en los menores.

La primera explicación general la dio Darwin en 1837 como resultado de las observaciones hechas durante su célebre viaje a bordo del *Beagle*. Imaginó que todos los arrecifes y atolones eran diferentes etapas de un proceso único (fig. 24.27). El crecimiento empieza con la construcción de un arrecife costero alrededor de, pongamos por caso, una isla volcánica. La subsidencia de la isla, combinada con el continuo crecimiento, convierte este arrecife en un arrecife barrera. Puesto que los

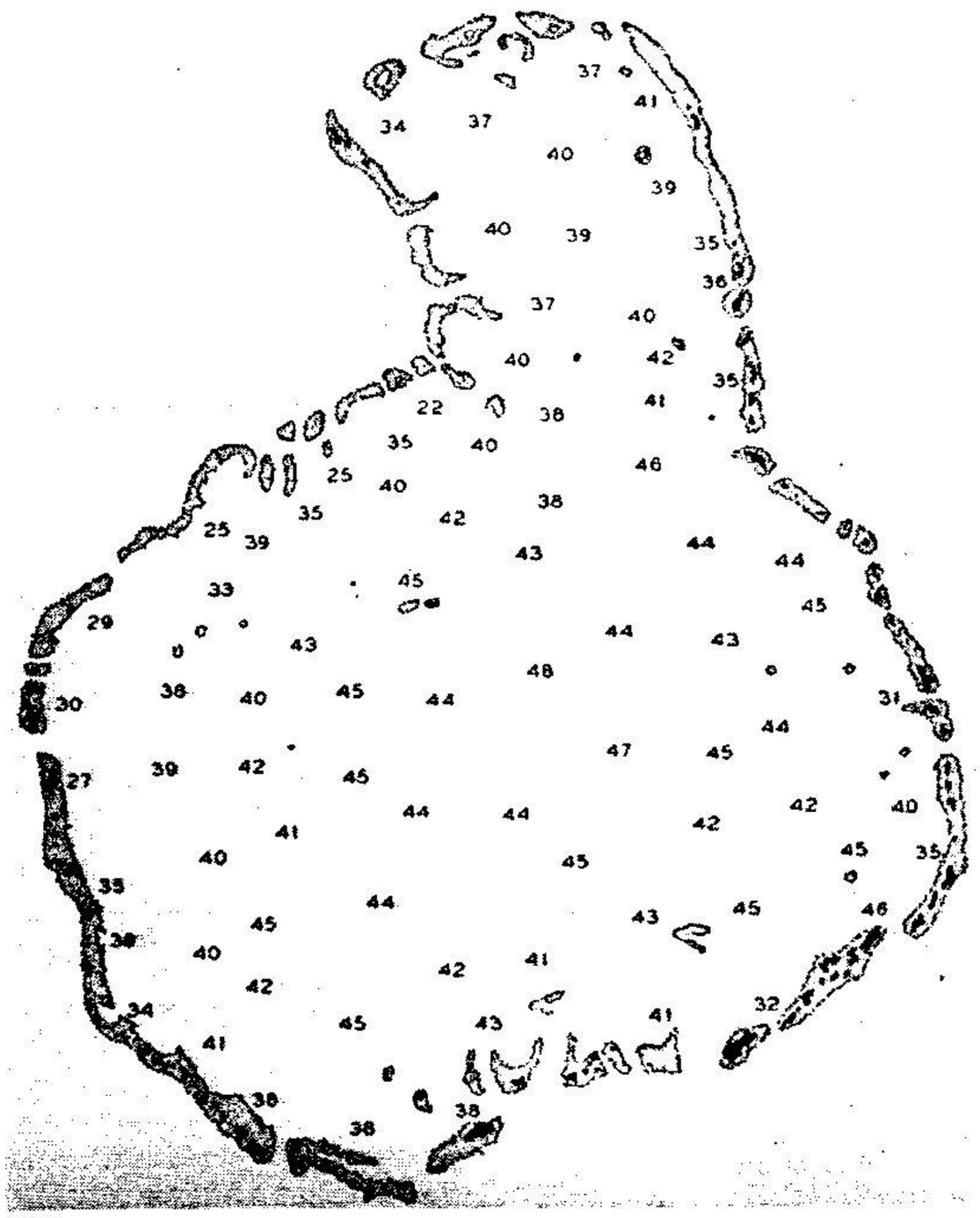


Figura 24.26. Mapa del atolón de Suva Diva (dimensiones aproximadas, 80 × 60 km), océano Índico en el que se indica la profundidad del fondo de la laguna en brazas *(R. A. Daly)* (1 braza = 1,8 m).

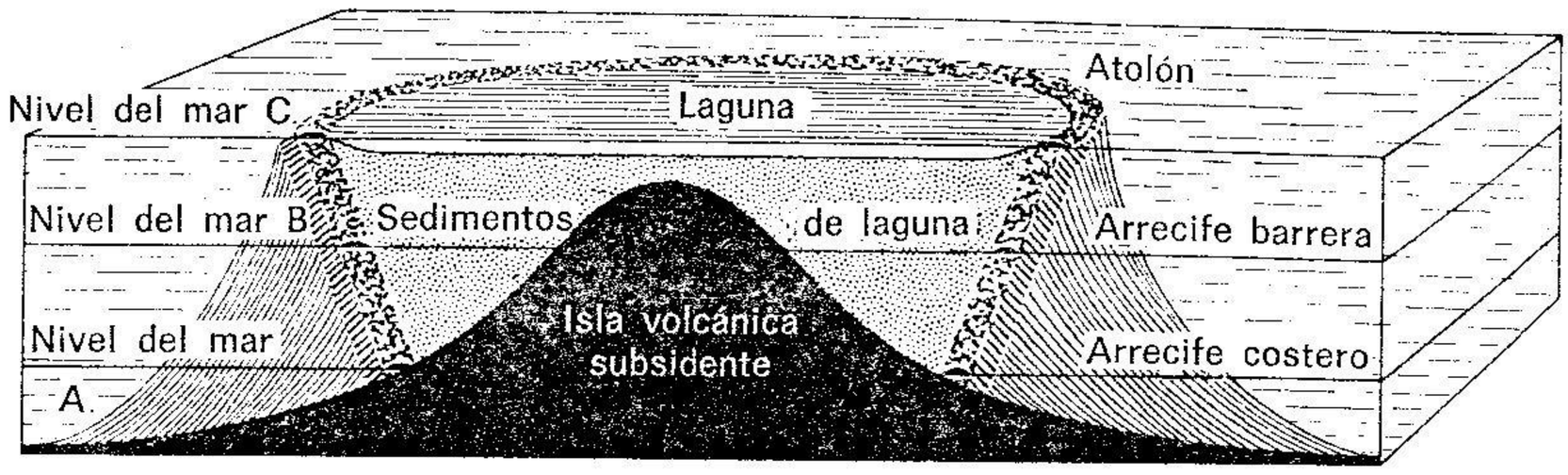


Figura 24.27. Diagrama que ilustra la teoría de Darwin del desarrollo sucesivo de arrecife costero, arrecife barrera y atolón alrededor de una isla que se hunde. No se tienen en cuenta las interrupciones producidas por las fluctuaciones pleistocénicas del nivel del mar.

arrecifes pueden crecer hacia arriba a una tasa aproximada de unos 30 cm en veinte años, raramente ocurrirá que no puedan seguir la marcha del movimiento. La zona sumergida entre la isla y el borde de la roca coralina forma la laguna. Debido a una subsidencia posterior, la cumbre de la isla central se hunde, desapareciendo de la vista, y a partir de entonces el arrecife barrera se convierte en un atolón.

La sencilla teoría de Darwin fue objetada y contestada, pero explica satisfactoriamente la mayor parte de los rasgos asociados con los arrecifes, incluyendo varios que él no tomó en cuenta. La realidad de la subsidencia —o por lo menos de una inmersión— está demostrada por las costas de bahías y los valles inundados de zonas terrestres en las lagunas de los arrecifes barrera. Además, las líneas de costa no tienen acantilados, como deberían haberlos tenido si no fuera por el abrigo contra las rompientes que suponen los arrecifes barrera. En todo caso los acantilados podían haber existido cuando se erosionaban los valles inundados, porque entonces el mar habría sido turbio y no podrían haber existido arrecifes que quitaran fuerza a las rompientes. Cualquier acantilado original, al igual que los valles, debió de inundarse. Sin embargo, la teoría no aclara cómo las lagunas actuales pudieron adquirir una profundidad tan uniforme. La figura 24.27 muestra la enorme cantidad de sedimento de laguna necesaria para llenar el «foso» creado alrededor de una isla volcánica subsidente. Como alternativa, los fondos planos de las lagunas de atolones y de arrecifes barrera que circundan islas sugieren que los corales crecieron hacia arriba a partir de los bordes que miraban al mar de plataformas arrasadas por erosión marina y luego sumergidas.

En 1910, Daly mostró que estos rasgos son el resultado inevitable de las oscilaciones cuaternarias del clima y del nivel del mar. Ya había observado la estrechez —y por consiguiente la juventud— de los arrecifes costeros de las islas Hawaii. Relacionando esta observación con el descubrimiento de que un glaciar primitivo dejó sus huellas en los flancos del Mauna Kea, llegó a la conclusión de que los corales no pudieron prosperar a lo largo de estas costas durante las épocas glaciales, y que los arrecifes allí existentes debían haber crecido allí mientras el mar subía gradualmente a consecuencia de la fusión del hielo acumulado durante la última glaciación. Daly pensó que durante las etapas glaciales, la mayor parte de los constructores de arrecife preexistentes debieron morir, quedando sólo unos cuantos arrecifes vivos en puntos abrigados, a partir de los cuales los arrecifes de los estadios interglaciales y los actuales pudieron ser colonizados a medida que los mares se hacían más cálidos. Sin embargo, ahora se sabe que sólo fueron más frías las franjas marginales de los mares coralinos, hecho que puede deducirse directamente a partir de la figura 17.7. Globalmente, los arrecifes pleistocénicos sufrieron mucho más por las oscilaciones del nivel del mar que por las temperaturas bajas.

La contribución más importante que hizo Daly con su teoría del «control glacial» fue el reconocer los efectos de estas oscilaciones. Las islas volcánicas prepleistocénicas y las generaciones sucesivas de arrecifes coralinos debieron ser enérgicamente atacadas por el oleaje a través del amplio rango de niveles representado en la página 498 por la figura 21.5. Cuando el nivel del mar bajaba, las partes altas de los arrecifes existentes debían quedar al descubierto y así se convertían en presa fácil de la erosión marina. A medida que el mar subía los arrecifes debían volver a crecer hacia arriba. Daly se ocupó principalmente de la última de estas construcciones hacia arriba. Ésta empezó hace unos 20 000 años, época en la que debía haber innumerables plataformas de erosión

marina, arrasadas y allanadas a niveles situados a más de 100 m por debajo del actual nivel del mar. Desde los taludes externos de estos cimientos, que empezaron a sumergirse, los corales supervivientes habrían crecido rápidamente hacia arriba, manteniéndose junto a la superficie a medida que subía el nivel del mar. Cuando el mar se retiraba por un tiempo (cf. fig. 21.5), debían producirse pérdidas, pero la tasa de crecimiento de los corales y sus asociados es tal que estas pérdidas se debían reponer rápidamente. El tiempo requerido para el desarrollo hacia arriba de los arrecifes no plantea dificultades: 14 000 años darían un ascenso de unos 200 m, valor más que suficiente para incluir holgadamente las pérdidas. Realmente este crecimiento fue extraordinariamente rápido, como lo pone de manifiesto la naturaleza esponjosa y porosa del primer centenar de metros de roca arrecifal atravesada en los sondeos.

Incidentalmente, la teoría de Daly explica la escasez de lagunas cuyo fondo es anormalmente profundo, las cuales se encuentran sólo donde ha habido una fuerte subsidencia debida a movimientos terrestres. Como ya se ha mencionado, las lagunas deben haberse vuelto someras por deposición, más las menores que las mayores, dada la longitud proporcionalmente mayor de los arrecifes de los cuales las olas podían arrancar derrubios. Esta consideración encaja bien con el hecho de que las profundidades de las plataformas sumergidas en los mares no coralinos son proporcionalmente mayores, debido a que, allí donde no hubo corales o algas que construyeran y mantuvieran un borde circundante, las plataformas debieron recibir poco sedimento y en muchos ejemplos esta pequeña cantidad ha sido eliminada por las corrientes.

El zócalo de los atolones

La teoría de la subsidencia de Darwin se refiere esencialmente a la inmersión por movimientos terrestres, pero deja sin explicar el origen de las plataformas. La teoría del control glacial de Daly solventa esta deficiencia y refiere la inmersión al ascenso del nivel del mar. Juntas, como una pareja complementaria, explican las principales características de los arrecifes de corales, pero los resultados de perforaciones recientes y de exploraciones geofísicas han indicado que el control glacial es sólo una leve enmienda al hecho más fundamental de la subsidencia, que ahora

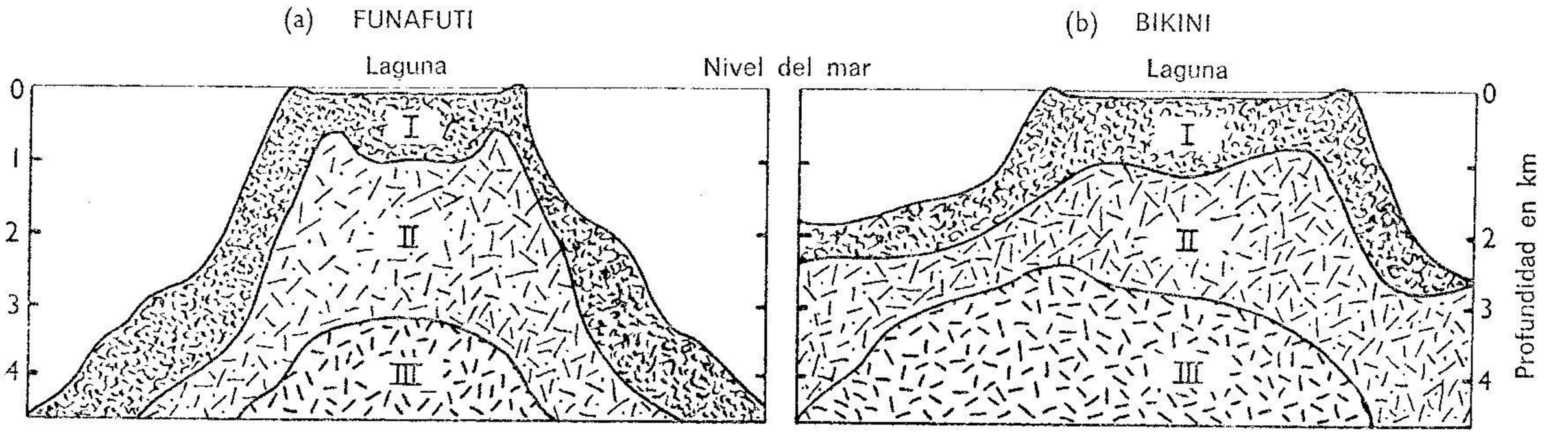


Figura 24.28. Corte de los atolones de Funafuti y Bikini, que muestran las estructuras submarinas deducidas de las velocidades de las ondas sísmicas (véase la pág. 655) a través de las rocas del zócalo a distintas profundidades.

I representa depósitos calcáreos de arrecife y de laguna

II puede ser en parte roca carbonatada compactada, pero lo más probable es que sea el equivalente de la capa 2 y esté compuesta principalmente de rocas volcánicas.

III corresponde a la capa de refracción principal de la corteza oceánica, compuesta de roca basáltica masiva; su superficie superior baja lateralmente a la profundidad normal de unos 7 km. Al sudoeste de Bikini, la base de la corteza (el Moho) se encontró a una profundidad de 13 km. Bajo ambos atolones, la capa III es anormalmente gruesa, como sería de esperar en un zócalo volcánico. *Nota*: las escalas horizontales de (a) y (b) no son iguales. La laguna de Funafuti tiene 13 km de diámetro y la de Bikini tiene casi 45 km de diámetro *(Simplificado de R. W. Raitt et al.)*.

está sobradamente confirmada. En 1881 Darwin escribió a su amigo Agassiz: «Me gustaría que a algún rico millonario se le metiera en la cabeza hacer perforar algunos de los atolones del Pacífico y del Índico». Años después, siguiendo esta sugerencia, la Real Sociedad de Londres apadrinó la primera de una serie de expediciones de perforación a Funafuti, uno de los atolones de las islas Ellice, al norte de las Fiji. Se atravesaron unos 400 m de roca coralina y arrecife de talud. Se creyó que algunas de las rocas coralinas estaban en posición de crecimiento, lo cual apoyaba la teoría de Darwin, pero gran parte del material del testigo procedía del talud, y esto planteó dudas que dejaron el problema sin resolver. Más recientemente, la exploración sísmica ha revelado la presencia de un zócalo con las propiedades sísmicas del basalto debajo de toda la laguna a una profundidad mínima de unos 900 m (fig. 24.28 *[a]*).

En 1936 se hizo una perforación a través del fondo seco de la laguna (fig. 24.29) de un atolón levantado conocido como el Kita Daito Jima o Borodino del Norte. Se trata de una pequeña isla situada al sur del Japón y al oeste del arco de Ryukyu. A una profundidad de casi 560 m bajo el nivel del mar se encontró todavía roca y sedimento arrecifal, cuyas capas inferiores son del Oligoceno superior o del Mioceno inferior. Resultados análogos se obtuvieron al perforar una laguna del nordeste de Borneo (429 m), donde tampoco se consiguió llegar al zócalo del arrecife.

Bikini, atolón situado en el extremo del grupo Marshall, se hizo famoso cuando se decidió realizar en él pruebas nucleares. Desde 1946 se ha estudiado detalladamente. Se hicieron varios sondeos que mostraron que en todos los testigos y fragmentos extraídos había corales y otros organismos del tipo de los de aguas someras; la máxima profundidad alcanzada fue de 779 m, donde los estratos resultaron ser de un Mioceno bastante bajo. A esta convincente evidencia de subsidencia le siguió la que proporcionó la exploración sísmica (fig. 24.28 *[b]*). Los resultados indicaron que los sedimentos estaban apoyados sobre un zócalo de roca dura, probablemente basáltica, cuyo tope superior se encontraba a profundidades de entre 2400 y 3000 m bajo la laguna. Vale la pena mencionar que la cumbre del zócalo no se encuentra bajo el centro del atolón. Esta falta de simetría probablemente se debe a que el crecimiento coralino debió ser más enérgico en el lado de barlovento, o sea, hacia el sudeste. En 1950 se confirmó que la naturaleza del zócalo era la que se había sospechado cuando, de los taludes de Bikini, a varias profundidades comprendidas

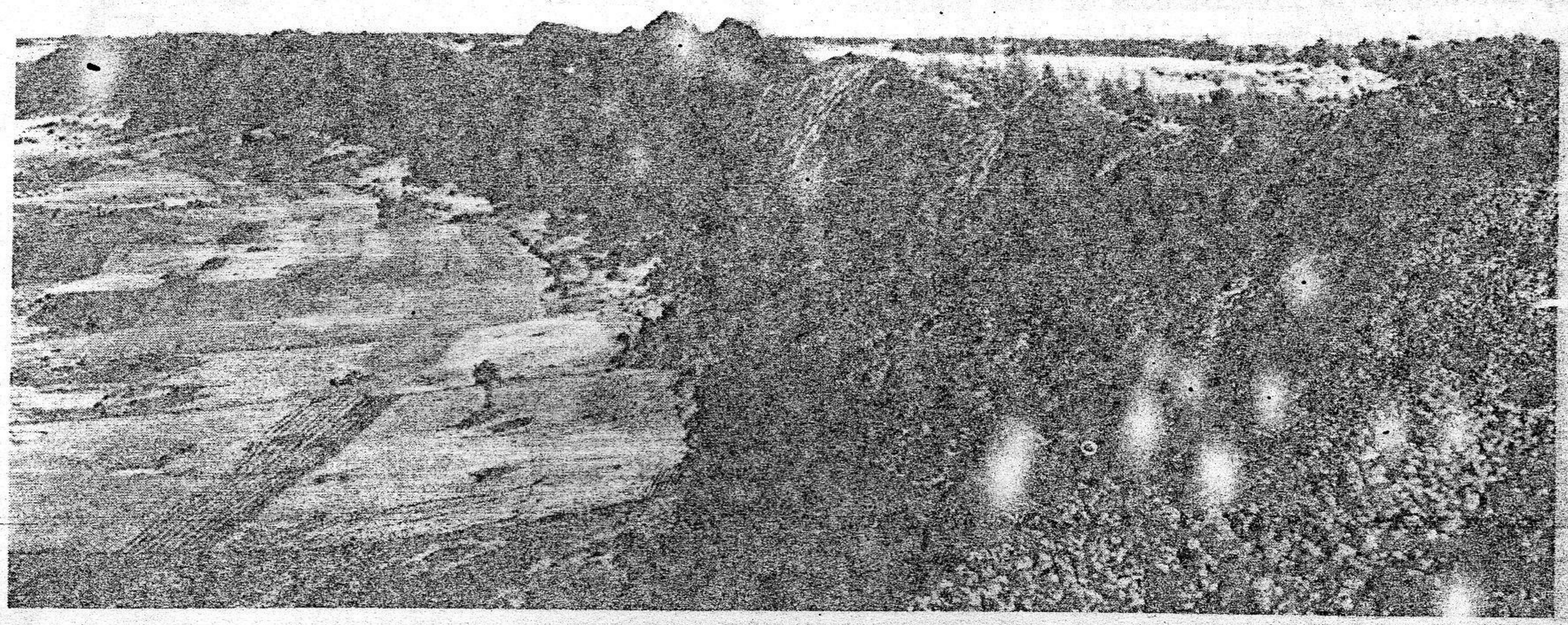


Figura 24.29. Atolón levantado de Kita Daito Jima (o Jima (o Borodino del Norte), que muestra parte del antiguo fondo de la laguna y el borde circundante de lo que un día fue el arrecife viviente *(R. A. Saplis, Servicio Geológico de los Estados Unidos).*

entre 1800 y 3600 m, se extrajeron rocas basálticas, algunas de las cuales son piroclastos.

En 1952 se efectuaron dos sondeos en Eniwetok, atolón situado al oeste de Bikini. Uno, hecho en la parte norte del borde, atravesó roca arrecifal y sedimentos coralinos (ricos en algas y foraminíferos, así como en corales) recientes, miocénicos y eocénicos. A 1405 m se encontró roca dura del zócalo, aunque no se consiguieron muestras de ella. La ausencia de sedimentos pliocénicos probablemente significa que, en el transcurso de algunos descensos excepcionales del nivel del mar, los arrecifes se desbastaron por erosión marina. No se han reconocido con seguridad sedimentos oligocénicos. El segundo sondeo, en la parte sudeste del borde, atravesó una serie similar, pero llegó a un zócalo basáltico a 1283 m. Esta vez se consiguió obtener un testigo de basalto olivínico de 4 m. Así quedó definitivamente establecido que el zócalo de este atolón es un antiguo edificio volcánico cuya cima está aún a más de 3300 m por encima del fondo oceánico contiguo. Se ha estado hundiendo hasta llegar a este nivel durante más o menos los últimos 50 millones de años, mientras una orla de coral arrecifal ha conseguido mantenerse junto al nivel del mar por crecimiento hacia arriba. El arrecife también proporcionó sedimentos para el relleno del fondo de la laguna y el revestimiento de los taludes externos. Después de un largo período de dudas y controversias, se debe hacer los honores que merece a la explicación de Darwin sobre los arrecifes coralinos, una de las pocas «teorías» victorianas que no ha sucumbido frente a los resultados de los descubrimientos modernos.

Montes submarinos y guyots

La evidencia de que las cumbres o los flancos de los conos volcánicos arrasados servía como zócalo de arrecifes coralinos de principios del Terciario que posteriormente se hundieron mil metros o más mientras los arrecifes crecían hacia arriba, sugirió inmediatamente que en mares no coralinos debía haber islas análogamente sumergidas pero no coronadas por arrecifes de coral. Y era de esperar que existieran también ejemplos de ellas incluso en mares coralinos, cuando las islas se hundieran tan rápidamente, y con ellas toda la zona crítica, que la comunidad coralina no

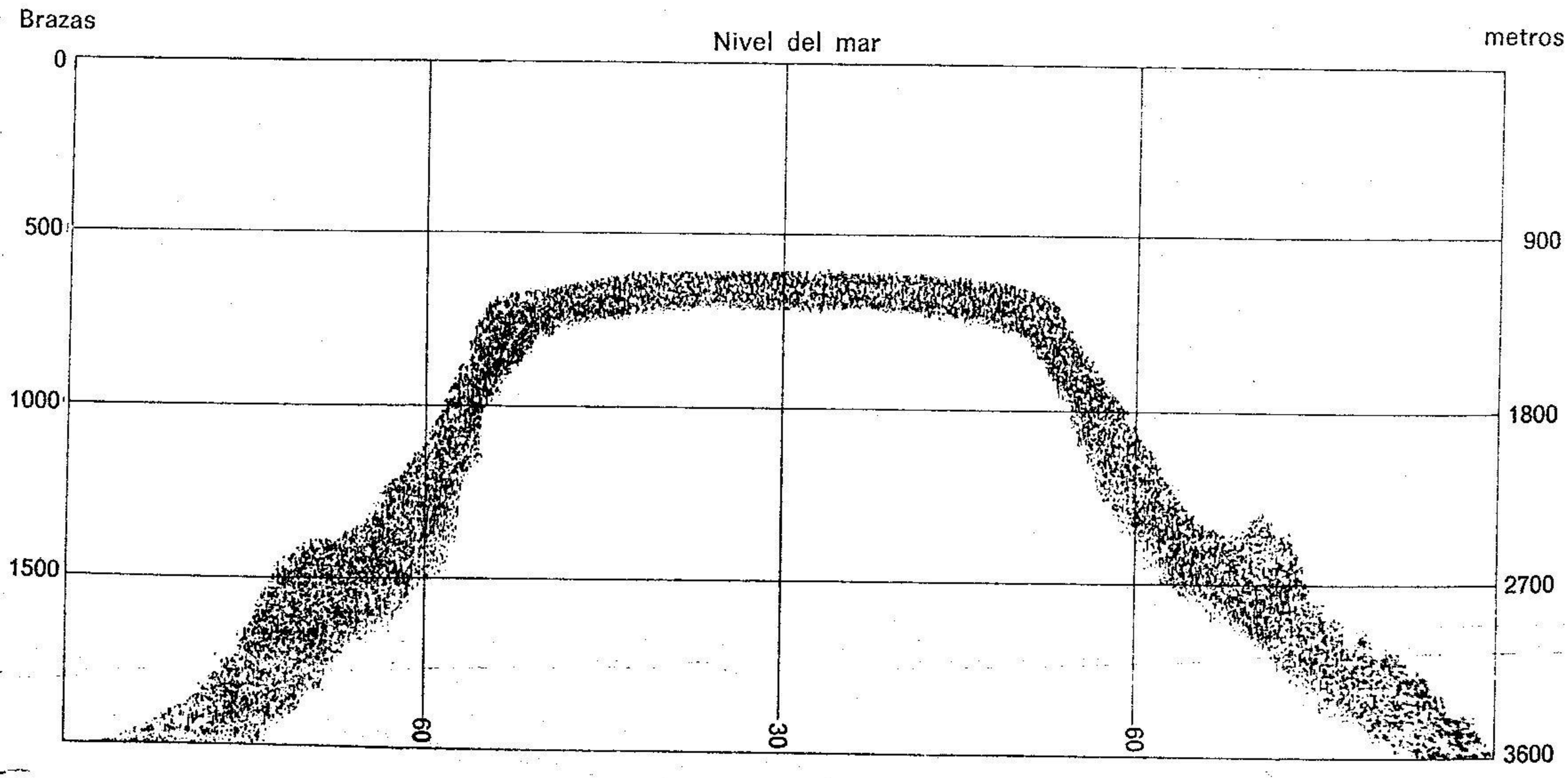


Figura 24.30. Ecograma de un guyot típico situado al sur del atolón de Eniwetok. La plataforma truncada a una profundidad de 620 brazas (1116 m) tiene casi 15 km de diámetro y una suave pendiente de hasta 700 brazas (1250 m). Entonces el talud se hace abrupto súbitamente hasta que el guyot tiene 35 km de diámetro a 2000 brazas (3600 m), después de lo cual disminuye su pendiente y se aplana, pasando al fondo oceánico adyacente situado a 2000 brazas *(Según H. H. Hess,* 1946).

pudiera mantener el nivel. Estas deducciones habrían sido predicciones triunfales si no hubieran estado ya comprobadas. Durante la guerra, haciendo el servicio militar en el Pacífico, H. H. Hess vio en el ecograma registros de por lo menos veinte montes submarinos de cumbre plana por encima de los cuales habían pasado en sus viajes, cuya profundidad (la de la cumbre) variaba entre 900 y 1800 m bajo el nivel del mar. En una famosa publicación de 1946 Hess interpretó estos notorios rasgos como islas volcánicas truncadas por la erosión del oleaje y profundamente sumergidas (fig. 24.30). Para estos montes submarinos de cumbre plana propuso el nombre de *guyot* (en honor a Arnold Guyot, geógrafo suizo del siglo XVIII) para distinguirlos de los demás montes submarinos, como los conos volcánicos que no habían conseguido alcanzar la superficie. Después de ello se hicieron varias expediciones, organizadas por diversos gobiernos e instituciones privadas, que culminaron en el Año Geofísico Internacional. Entre las muchas sorpresas, son de destacar las velocidades inesperadamente altas de las corrientes a diversas profundidades. La realidad de estas corrientes queda impresionantemente demostrada por las rizaduras del fondo (ripple marks) vistas en muchas de las fotografías tomadas por cámaras bajadas a profundidades adecuadas. La figura 24.31, que ilustra las condiciones existentes a una profundidad de mucho más de 3000 m, es un ejemplo excelente obtenido en el Atlántico; el buque explorador es una versión moderna del H. M. S. *Challenger*. Otras fotografías tomadas sobre el mismo guyot muestran parte del lecho rocoso bordeado por una delgada cubierta de sedimento con rizaduras de fondo. Los cantos medio desenterrados de la figura 24.31 probablemente son fragmentos desgastados por el oleaje del mismo lecho volcánico.

En el Pacífico, además de unas 400 islas cartografiadas, se han registrado más de 1000 montes submarinos profundamente sumergidos y por lo menos 100 de ellos se conocen con suficiente detalle como para ser calificados como guyots. De la mitad de los guyots se han extraído muestras, y también de algunos de los montes submarinos de pico abrupto, y en todos los casos se ha visto que el material obtenido es principalmente volcánico.

En 1950 la Scripps Institution y la Marina de

Figura 24.31. Fotografía de gran profundidad de arenas calcáreas con marcadas rizaduras de fondo (ripple marks) (en promedio tienen 20 cm de longitud de onda, de cresta a cresta), tomada a una profundidad de 1710 brazas (3127 m) sobre la plataforma de un guyot que se eleva sobre el fondo oceánico al oeste de Portugal; lat. 41° 12′ N, long. 15° 14′ O. La zona fotografiada mide aproximadamente 1,5 por 2,5 metros *(Instituto Nacional de Oceanografía de Gran Bretaña).*

los Estados Unidos realizaron una expedición conjunta al Pacífico central para determinar la estructura del atolón Bikini y para investigar algunos de los guyots situados al oeste de Hawaii. Se encontró que los guyots son picos truncados de una cordillera submarina gigantesca, que se extiende unos 2400 km desde la isla Necker, en la cordillera hawaiana, en las cercanías de la isla Wake, que ahora se denomina montañas mesopacíficas (Mid-Pacific Mountains) (fig. 24.32). Un ejemplo típico es el guyot de Hess, de cumbre plana de 19 × 13 km, que se encuentra a 1700 m bajo el nivel del mar pero a unos 3000 m sobre el fondo oceánico contiguo. Las muestras extraídas de debajo de su cumbre y también del borde del guyot de cabo Johnston son de coral de arrecife del Cretácico medio, de hace unos 100 millones de años. Oquedades y fisuras de las cumbres planas de cuatro de los guyots proporcionaron barro de globigerinas paleocénico y eocénico. Pero

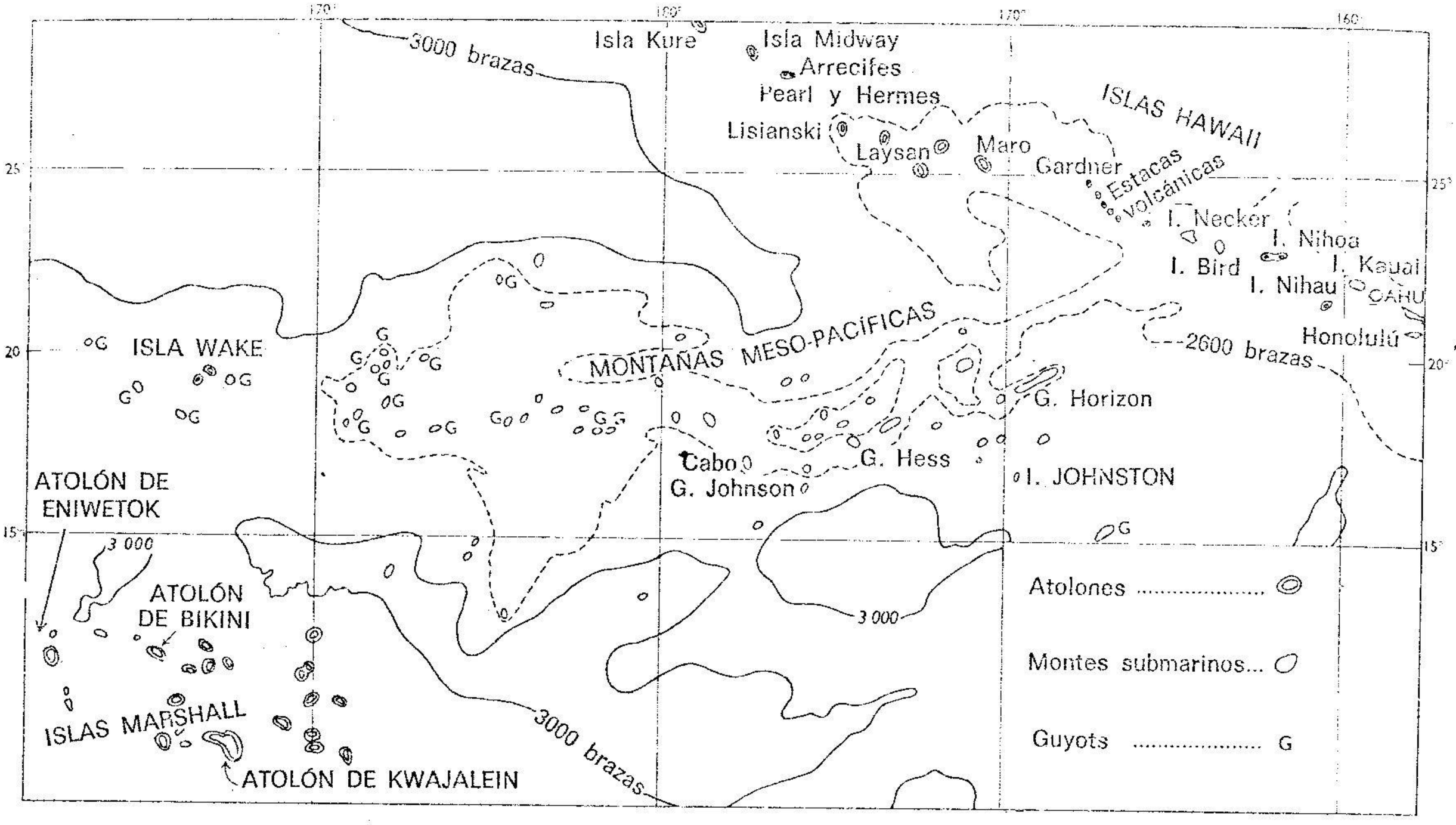


Figura 24.32. Mapa simplificado para mostrar los montes submarinos hundidos de las montañas mesopacíficas. Al nordeste se ve la mayor parte de la cordillera hawaiana, y al sudoeste, el grupo septentrional de las islas Marshall (*Según E. L. Hamilton,* 1956).

en todos los casos los materiales más comunes extraídos son, sin duda, derrubios de basalto olivínico, de tamaño variable entre cantos rodados y guijarros y productos de erosión de tamaño menor. La evidencia indica claramente que los guyots formaron una cadena de islas basálticas que se erosionaron hasta el nivel del mar durante el Cretácico. En algunos puntos los corales encontraron alojamiento y parece que se iniciaron muchos pequeños arrecifes, pero la tasa de inmersión fue tal que nunca llegaron a convertirse en atolones.

E. L. Hamilton, quien ha descrito gráficamente la cordillera mesopacífica (figs. 24.32 y 24.33), la compara con la más joven hawaiana; ambas son una serie lineal compleja de cadenas montañosas y picos que se elevan desde un ancho abombamiento del fondo oceánico. Otra gran cadena de montes submarinos comienza justo a partir del extremo ONO de la cordillera hawaiana, pero se alinea al norte, hacia la unión de las fosas Aleutiana y Kamchatka-Kuriles. Es la cordillera Emperador, porque sus guyots y montes submarinos fueron descubiertos por vez primera por los japoneses, que los bautizaron con nombres de los anteriores emperadores. Como los picos más altos de la mesopacífica, los de la cordillera Emperador probablemente vivieron su época subaérea mucho antes de que los volcanes hawaianos iniciaran su actividad.

Arrecifes coralinos fósiles y climas antiguos

Como indicio de los climas del pasado, la distribución de los corales constructores de arrecifes fósiles tiene mucho que ver con la deriva continental. Varios geólogos han señalado que en Groenlandia y en las islas árticas del Canadá estos corales se desarrollaron profusamente en el círculo ártico durante el Paleozoico inferior, y que desde entonces la ancha franja que contornea su distribución se ha movido hacia el sur, hacia la zona tropical de los actuales arrecifes coralinos. Si en el pasado los corales constructores de arrecifes estaban restringidos a las condiciones que actualmente los favorecen, esto significaría que la deriva de Europa y Norteamérica ha tenido una componente norte muy fuerte. Se han hecho sugerencias alternativas: como que los corales cons-

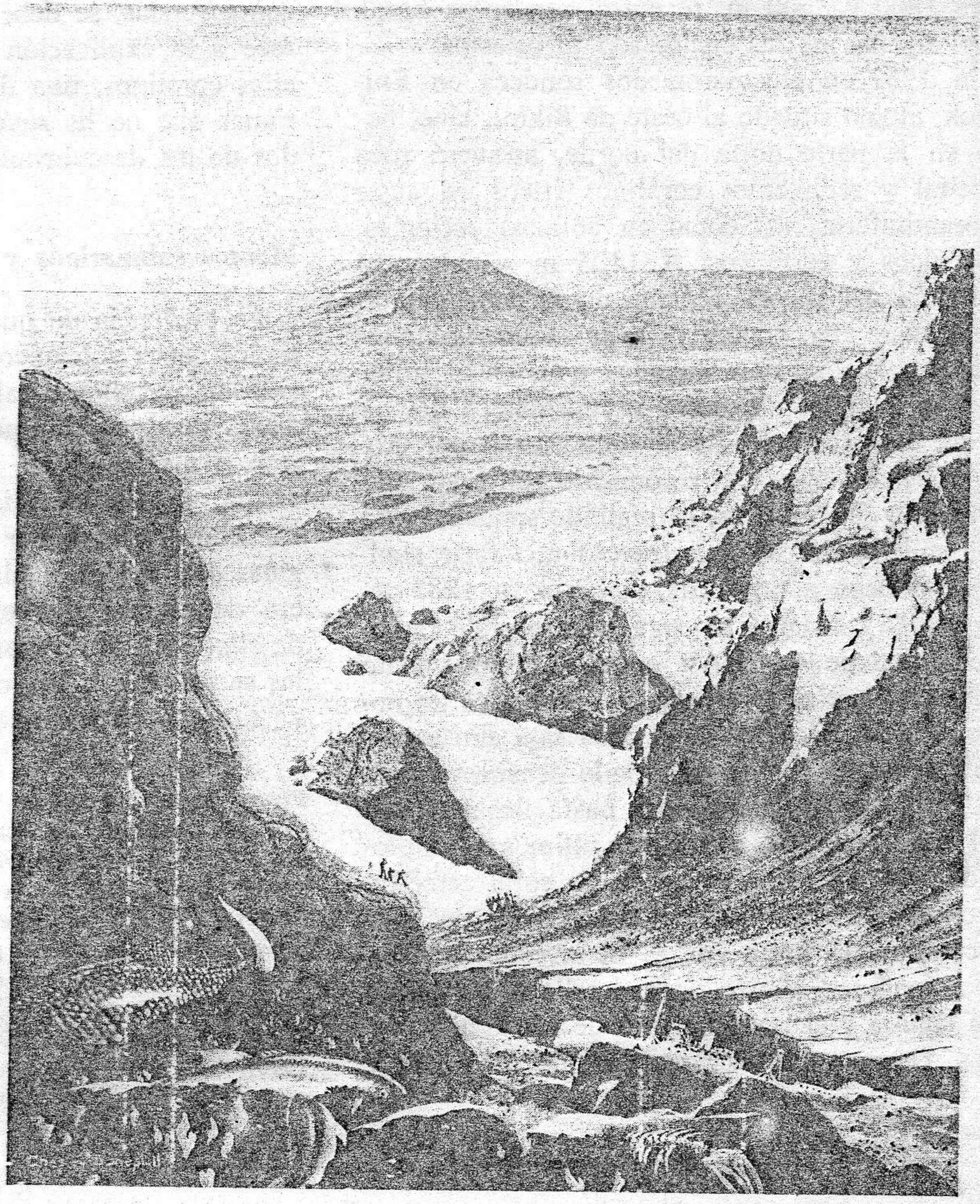


Figura 24.33. Versión artística de las Montañas meso-pacíficas. «Si el océano Pacífico se desaguara, las islas hundidas a miles de metros de profundidad emergerían como conos volcánicos truncados. La pintura al óleo original está hecha por el distinguido ilustrador científico Chelsey Bonestell, y se basa en una parte de la carta batimétrica de la cordillera meso-pacífica *(Hamilton.* 1956. *Reproducido con permiso de E. L. Hamilton).*

tructores de arrecifes del tiempo paleozoico podían haber preferido aguas más frías, al igual que algunas de las especies solitarias de hoy en día; o que los mares árticos eran entonces suficientemente cálidos mientras los tropicales lo eran demasiado para el desarrollo de los corales. Pero estas hipótesis *ad hoc* fácilmente se van al garete. Tanto si los corales podían sobrevivir en aguas frías como si no, lo cierto es que sólo podían desarrollarse con un aporte de luz solar continuo y abundante. Esta condición no podía cumplirse del todo durante las largas noches de invierno de las regiones polares —esto es obvio, a no ser que su equivalente la proporcionaran organismos marinos que emitieran unas radiaciones tan potentes que sólo podrían pertenecer al reino de la ciencia ficción. Cuando los corales vivían en los mares del Paleozoico inferior que cubrían las regiones actualmente conocidas como las islas de la Reina Isabel y el norte de Groenlandia, aquellas regiones seguramente estaban situadas muy al sur del círculo polar ártico. Ya se ha mencionado una evidencia independiente de esto al tratar de la distribución de los domos de sal (pág. 550). Parece lógico suponer, como lo ha hecho P. M. S. Blackett, que la latitud promedio de los arrecifes coralinos de una era o período geológicos dados se puede considerar que representa aproximadamente la posición promedio de la faja ecuatorial en este intervalo. Blackett discute en profundidad los datos y los resume en la tabla siguiente (para la referencia véase la pág. 630).

Períodos geológicos	Rango de edad *en millones de años*	Edad promedio *en millones de años*	Latitud media de distribución de los arrecifes de coral *América*	*Europa y África*
Cretácico, Jurásico, Triásico	70-225	150	16°N	35°N
Pérmico, Carbonífero	225-350	290	38°N	61°N
Devónico, Silúrico	350-440	395	50°N	47°N
Ordovícico	440-500	470	55°N	61°N

Geólogos rusos y chinos han llegado a conclusiones similares midiendo las convexidades de las formas almohadilladas de los arrecifes de algas bandeados de edad conocida. Aquí el principio implicado es el de la conocida respuesta de las plantas de girarse hacia la luz del sol técnicamente llamada *heliotropismo*. En el caso de arrecifes vivientes de algas, los ejes de las convexidades apuntan hacia la dirección de máxima recepción de radiación del sol. Las calizas de algas contienen en sí mismas el registro climático que se remonta hasta el Precámbrico. Uno de los ejemplos más interesantes se encuentra en una región situada al ENE de Pekín, donde en estratos no plegados sinienses hay arrecifes de algas a intervalos. Representan el período de tiempo comprendido entre hace 1200 y hace 600 millones de años. Las superficies superiores convexas de las bandas son de la misma clase que las que forman las comunidades de algas que viven actualmente. Pero medidas detalladas de las direcciones de los ejes de las convexidades revelan un cambio progresivo del ángulo aparente de la máxima radiación solar. Esto puede interpretarse o bien en términos de deriva continental, lo que significaría que durante los últimos 600 millones de años del Precámbrico la región se desplazó hacia el sur unos 40° de latitud, o bien en términos de migración polar, lo que supondría que el polo norte migró hacia el norte la misma distancia. Probablemente la explicación real es una compleja mezcla de ambos fenómenos.

Referencias seleccionadas

Backlund, H. G., 1952, 'Some aspects of ore formation, Pre-Cambrian and later', *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, vol. 14, pp. 302–35.

Blackett, P. M. S., 1961, 'Comparison of ancient climate with the ancient latitudes deduced from rock magnetic measurement', *Proceedings of the Royal Society*, A, vol. 263, pp. 1–30.

Broecker, W. S., Turekian, K. K., and Heezen, B. C., 1958, 'The relation of deep sea sedimentation rates to variations of climate', *American Journal of Science*, vol. 256, pp. 503–17.

Darwin, Charles, 1842, *The Structure and Distribution of Coral Reefs*, Smith Elder, London.

Emery, K. O., Tracey, J. L., and Ladd, H. S., 1954, 'The geology of Bikini and nearby atolls', *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 260 A, Washington, pp. 1–291.

Hamilton, E. L., 1956, 'Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains', *Geological Society of American, Memoir* 64.

— 1959, 'Thickness and consolidation of deep-sea sediments', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 70, pp. 1399–1424.

Heezen, B. C., 1959, 'Dynamic processes of abyssal sedimentation: erosion, transportation, and redeposition on the deep-sea floor', *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 2, pp. 142–63.

Heezen, B. C., Ericson, D. B., and Ewing, M.,

1954, 'Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand Banks earthquake', *Deep-Sea Research*, vol. 1, pp. 193–202.
HEEZEN, B. C., and EWING, M., 1952, 'Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake', *American Journal of Science*, vol. 250, pp. 849–73.
HESS, H. H., 1946, 'Drowned ancient islands of the Pacific Basin', *American Journal of Science*, vol. 244, pp. 772–91.
KUENEN, Ph. H., 1952, 'Estimated size of the Grand Banks turbidity current', *American Journal of Science*, vol. 250, pp. 874–84.
— 1958, 'No geology without marine geology', *Geologische Rundschau*, vol. 47, pp. 1–10
LADD, H. S., INGERSON, E., *et al.*, 1953, 'Drilling on Eniwetok Atoll, Marshall Islands', *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, vol. 37, pp. 2257–80.
MACNEIL, F. S., 1954, 'Organic reefs and banks and associated detrital sediments', *American Journal of Science*, vol. 252, pp. 385–401.
MOORE, J. R., (Ed.), 1971, *Oceanography : Readings from* Scientific American, Freeman, San Francisco.
PETTERSSON, HANS, 1960, 'Cosmic Spherules and Meteoric Dust', *Scientific American*, vol. 88 (2), pp. 123–32.
RAITT, R. W., 1954, 'Seismic Refraction Studies of Bikini and Kwajalein Atolls', *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 260-K, pp. 507–27.
TRACEY, J. I. Jr., *et al.*, 1961, 'The natural history of Ifaluk Atoll', *Bernice P. Bishop Museum, Bulletin* 222, p. 75, Honolulu.